550.5
EC
v.15
no.1

ECLOGAE GEOLOGICAE
HELVETIAE

GEOLOGY LIBRARY

Digitized by the Internet Archive
in 2016

https://archive.org/details/eclogaegeologica1511schw

5 550
1

ECLOGÆ GEOLOGICÆ HELVETIÆ

MITTHEILUNGEN
DER
SCHWEIZ. GEOLOGISCHEN
GESELLSCHAFT

RECUEIL PÉRIODIQUE
DE LA
SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE
SUISSE

PUBLIÉ PAR LE RÉDACTEUR DÉLÉGUÉ

CH. SARASIN, professeur à Genève,

et H. SCHARDT, Rédacteur délégué ad interim.

Vol. XV, N° 1. — Juillet 1918.

		Pages
1. CH. SARASIN.	Revue géologique suisse de 1915 :	
	Liste bibliographique	1
1re partie.	Minéralogie et Pétrographie	10
2e »	Géophysique	36
3e »	Tectonique. Descriptions régionales	56
4e »	Stratigraphie et paléontologie	140

THE LIBRARY OF
JUN 28 1968
UNIVERSITY OF ILLINOIS

LAUSANNE. — GEORGES BRIDEL & Cie ÉDITEURS

GEOLOGY LIBRARY

PRIX DES ECLOGÆ

Le vol. I des *Eclogæ* est épuisé.

	En librairie.	Aux membres.
Série des volumes II à V	Fr. 55 —	Fr. 45 —
Volumes II à VI, séparément . . .	» 12 —	» 10 —
Volumes VII à IX, » . . .	» 20 —	» 15 —
Fascicules disponibles des vol. I à V .	» 2 50	» 2 —

Dès le N° 1 du vol. VI le prix de chaque livraison est marqué sur la couverture. — Réduction de $^1/_4$ pour les membres.

Echanges avec la COMMISSION GÉOLOGIQUE SUISSE *(Schweizerische geologische Kommission)*.

Les livres, cartes, etc., donnés en échange des publications de la COMMISSION GÉOLOGIQUE SUISSE doivent être adressés :

Tit. Bibliothek der eidgenössischen technischen Hochschule.
(in Tausch mit der SCHWEIZERISCHEN GEOLOGISCHEN KOMMISSION)
in ZURICH

Les envois de livres, etc. destinés à la SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE SUISSE, doivent être adressés :

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE SUISSE, p. adr. *Bibliothèque de la Société helvétique des sciences naturelles à BERNE.*

Annonces.

Les *Eclogæ* insèreront volontiers des annonces payantes de publications géologiques, comptoirs minéralogiques et paléontologiques, collections ou bibliothèques à vendre, etc. Le prix des annonces est de 5 fr. par *quart de page*, avec rèduction pour les annonces plusieurs fois répétées.

Die *Eclogæ* nehmen gerne bezahlte Anzeigen über geologische Publikationen, mineralogische und paläontologische Geschäfte, zum Verkauf ausgebotene Sammlungen oder Bibliotheken, etc. auf. Der Preis der Annoncen beträgt 5 Fr. für die Viertelsseite mit Ermässigung bei Wiederholung derselben Anzeige.

Par décision du Comité, les *Eclogæ* n'insèreront plus de *Referata*, autres que ceux qui trouveront naturellement leur place dans la *Revue géologique suisse* annuelle.

ECLOGÆ GEOLOGICÆ HELVETIÆ

IMPRIMERIES RÉUNIES S. A. LAUSANNE.

ECLOGÆ GEOLOGICÆ HELVETIÆ

MITTHEILUNGEN

DER

SCHWEIZ. GEOLOGISCHEN

GESELLSCHAFT

RECUEIL PÉRIODIQUE

DE LA

SOCIÉTÉ GÉOLOGIQUE

SUISSE

PUBLIÉ PAR LE RÉDACTEUR DÉLEGUÉ

CH. SARASIN, professeur à Genève,

et H. SCHARDT, Rédacteur délégué ad interim.

TOME XV

LAUSANNE

GEORGES BRIDEL & Cie, ÉDITEURS

1918

Les auteurs seuls sont responsables des opinions émises par eux.

Rédaction.

550.5
EG
v.15
no.1

ECLOGÆ GEOLOGICÆ HELVETIÆ

Revue géologique suisse pour l'année 1915.

N° XLVI

Par Ch. Sarasin.

LISTE BIBLIOGRAPHIQUE

a) Bibliographies, Biographies, Rapports.

1. A. Aeppli. Geschichte der geologischen Kommission der schweiz. naturf. Gesell. Publication à l'occasion du centenaire de la Soc. helv. des Sc. nat. *Nouv. Mém. Soc. helv. des Sc. nat.*, t. L, 1915, p. 78-147. (Voir p. 9.)

2. U. Grubenmann und E. Letsch. Bericht der geotechnischen Kommission für das Jahr 1914-15. *Verh. der schweiz. naturf. Gesell.*, 1915, t. I, p. 81. (Voir p. 9.)

3. Alb. Heim und A. Aeppli. Bericht der geolog. Kom. für das Jahr 1914-15. *Verh. der schweiz. naturf. Gesell.*, 1915, t. I, p. 75-80. (Voir p. 9.)

4. M. Mühlberg. Dr. Fritz Mühlberg, 1840-1915. *Verh. der schweiz. naturf. Gesell.*, 1915, t. I, p. 112-136. (Voir p. 9.)

5. Ch. Sarasin. Revue géologique suisse pour l'année 1913. *Eclogæ*, t. XIII, p. 537-684. (Voir p. 9.)

6. Ch. Sarasin. Liste bibliographique des travaux concernant la géologie de la Suisse, parus en 1913. *Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève*, t. XII, p. 546-555.

b) Pétrographie.

7. A. Brun. Action de la vapeur d'eau sur les roches éruptives à haute température. *Actes Soc. helvét. des Sc. nat.*, 1915, t. II, p. 163-166, et *Eclogæ*, t. XIV, p. 8-11. (Voir p. 33.)

8. E. Hugi. Kontaktschollen im Gneiss des oberen Lauterbrunnentales. *Eclogæ*, t. XIII, p. 359-365. (Voir p. 34.)

9. R. Staub. Ueber granitische und monzonitische Gesteine im westlichen Berninagebirge. *Vierteljahrsschrift der naturf. Gesell. Zürich*, LX. Jahrgang, p. 55-221. (Voir p. 10.)

10. R. Staub. Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. *Ibidem*, t. LX, p. 51-336. (Voir p. 10.)

c) Géophysique.

11. Ch. Bührer. Les tremblements de terre de 1912 à 1914. *Bull. Soc. vaud. des Sc. nat.*, t. L, Proc. verb. p. 67-69, et *Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève*, t. XL, p. 78-79. (Voir p. 53.)

UNIVERSITY OF
ILLINOIS LIBRARY
AT URBANA-CHAMPAIGN

12. A. Buxtorf. Wasserversorgung der Ortschaften im Bezirk Pruntrut. Herausgegeben vom *Chefarzt der 4. Div.*, 1915, 61 p. 8°. (Voir p. 48.)

13. A. Buxtorf, P. Christ, W. Grenouillet, T. Keller und K. Werkerle. Wasserversorgung der Ortschaften im Juragebirge zwischen Delsberg, Saignelégier, Tavannes und Scheltenpass. Herausgegeben vom *Chefarzt der 4. Div.*, 1915, 70 p. 8°. (Voir p. 47.)

14. L. W. Collet. L'écoulement souterrain du Seewlisee (Uri). *Actes Soc. helv. des Sc. nat.*, 1915, t. II, p. 186-188. *Eclogæ*, t. XIV, p. 28-29. (Voir p. 46.)

15. L. W. Collet et R. Mellet. Sur la densité des alluvions. *Bull. Soc. vaud. des Sc. nat.*, t. L, N° 185, p. 363-400. Proc. verb. séance du 17 mars 1915, *Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève*, t. XL, p. 260-261. (Voir p. 36.)

16. L. Collet, R. Mellet et O. Lütschg. Démonstration de la méthode de jaugeage par voie chimique. *Schweiz. Bauzeitung*, Octobre 1915, 8 p. (Voir p. 36.)

17. L. Collot, W. Kilian et Ph. Zürcher. Observations sur les cavités souterraines et sur l'hydrologie du massif du Mont d'Or (Jura). *Bul. Soc. géol. de France*, 4e série, t. XV, p. 277-286. (Voir p. 48.)

18. C. Ghezzi. Die Abflussverhältnisse des Rheins in Basel. *Mitteil. der Abteil. für Wasserwirtschaft*, Nr. 8, 1915, 137 p., 16 pl. et tableaux. (Voir p. 37.)

19. C. Guci. Sur la variation de la composition chimique des nappes d'infiltration du Canton de Genève. *Thèse, Fac. des Sc. Univ. de Genève*, 1915, 39 p., 8°. (Voir p. 46.)

20. Alb. Heim. Zur Karte der Schwereabweichungen in der Schweiz. *Verh. der schweiz. naturf. Gesell.*, 1915, t. II, p. 182. *Eclogæ*, t. XIV, p. 24-25. (Voir p, 56.)

21. Alb. Heim. Die Schwereabweichungen der Schweiz in ihrem Verhältnis zum geologischen Bau. *Vierteljahrsschrift naturf. Gesell. Zürich*, 61. Jahrgang, 1916, p. 93-96. (Voir p. 55.)

22. Alb. Heim. Bericht der Gletscherkommission für das Jahr 1914-15. *Verh. der schweiz. naturf. Gesell.*, 1915, t. I, p. 87-88. (Voir p. 49.)

23. M. Lugeon. Le striage du lit fluvial. *Ann. de Géogr. de Paris*, t. XXIII-XXIV, p. 385-393. (Voir p. 36.)

24. O. Lütschg. Der Märjelensee und seine Abflussverhältnisse. *Ann. der schweiz. Landeshydrographie*, t. I, 1915, 358 p. 4°, 52 pl. (Voir p. 39.)

25. P. L. Mercanton. Variations d'un certain nombre de glaciers suisses en 1914. *Bull. Soc. vaud. des Sc. nat.*, t. L, Proc. verb. séance du 3 mars 1915, *Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève*, t. XL, p. 256. (Voir p. 49.)

26. A. de Quervain. Zweiter Bericht über die Tätigkeit der Zürcher Gletscherkommission. *Verh. der schweiz. naturf. Gesell.*, 1915, t. II, p. 174-176. *Eclogæ*, t. XIV, p. 18-20. (Voir p. 49.)

27. A. de Quervain. Note sur quelques recherches récentes du service sismologique suisse. *Actes Soc. helv. des Sc. nat.*, 1915, t. II, p. 176-178. *Eclogæ*, t. XIV, p. 20-21. (Voir p. 52.)

28. A. de Quervain. Sur les observations sismométriques faites en Suisse. *Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève*, t. XXXIX, p. 47-58. (Voir p. 53.)

29. A. de Quervain. Note sur les diagrammes sismiques du 13 et du 18 janvier 1915. *Ibidem*, t. XXXIX, p. 324-326. (Voir p. 53.)

30. A. de Quervain. Jahresbericht der schweiz. Erdbebenwarte 1913.

Ann. der schweiz. meteorol. Zentralanstalt, Jahrg. 1913, 17 p., 2 pl., 1915. (Voir p. 50.)

31. E. Roder. Sur les précipitations et l'écoulement du Rhin alpin. Réplique à M. Horwitz. *Bull. Soc. vaud. des Sc. nat.*, t. L, N° 185, p. 401-402. (Voir p. 37.)

32. H. Schardt. Die geothermischen Verhältnisse des Simplongebirges in der Zone des grossen Tunnels. *Festschrift der Dozenten der Univ. Zürich*, 1914, 20 p. (Voir p. 54.)

33. H. Wegelin. Veränderungen der Erdoberfläche innerhalb des Kantons Thurgau in den letzten 200 Jahren. *Mitteil. Thurgau. naturf. Gesell.*, t. XXI, p. 3-170. (Voir p. 49.)

34. F. Zschokke. Bericht der hydrolog. Kommission für das Jahr 1914-1915. *Verh. der schweiz. naturf. Gesell.*, 1915, t. I, p. 85-86. (Voir p. 46.)

d) Tectonique. — Descriptions régionales.

Jura et plateau molassique.

35. A. Amsler. Tektonik des Staffelegg-Gebietes und Betrachtungen über Bau und Entstehung des Jura-Ostendes. *Eclogæ*, t. XIII, p. 377-484. (Voir p. 66.)

36. E. Bärtschy. Sensetal westlich von Guggisberg und Schwarzenburg. *Mitteil. naturf. Gesell. Bern*, Jahrg. 1915, p. XLII. (Voir p. 76.)

37. E. Baumberger. Beiträge zur Geologie der Umgebung von Biel und Grenchen. *Verh. der naturf. Gesell. Basel*, t. XXVI, p. 109-142. (Voir p. 60.)

38. A. Buxtorf. Bericht über den Besuch des Hauensteinbasistunnels durch die schweiz. geol. Gesell. *Eclogæ*, t. XIII, p. 353-359. (Voir p. 65.)

39. B. G. Escher. De Grenchenberg- en Hauenstein-Tunnel. *Verslagen der geol. Sectie van het geol. mynbouwkundig Genostschap voor Nederland en Kolonien*, t. X, 4 p. (Voir p. 65.)

40. J. Favre. Observations sur les rapports entre la flore du Salève et la géologie de cette montagne. *Mém. Soc. de Phys. et d'Hist. nat. de Genève*, t. XXXVIII, p. 169-198. (Voir p. 59.)

41. E. Gerber. Geologisches Profil von Thörishaus bis zum Flyschgipfel der Pfeife. *Mitteil. naturf. Gesell. Bern*, Jahrg. 1915, p. XLI-XLII. (Voir p. 76.)

42. A. Gutzwiller und Ed. Greppin. Geologische Karte von Basel zu 1 : 25,000, 1. Teil: Gempenplateau und unteres Birstal. Spezialkarte Nr. 18, herausgegeben von der *schweiz. geol. Kom.*, 1915. (Voir p. 65.)

43. Alb. Heim. Vermehrtes Licht in der Juraforschung. *Verh. schweiz. naturf. Gesell.*, 1915, t. II, p. 27-44. (Voir p. 56.)

44. Alb. Heim. Die horizontalen Transversalverschiebungen im Juragebirge. *Vierteljahrsschrift der naturf. Gesell. Zürich*, Jahrg. XL, 1915, p. 597-610. (Voir p. 57.)

45. Alb. Heim. Gedanken zur Entstehung der Hauterivientaschen im Valangienkalke am Bielersee. *Ibidem*, Jahrg. LX, 1915, p. 611-620. (Voir p. 59.)

46. F. Mühlberg. Geologische Karte des Hauensteingebietes (Waldenburg-Olten). Spezialkarte N° 73, herausgegeben von der *schweiz. geol. Kom.*, 1915. (Voir p. 63.)

47. F. Mühlberg. Erläuterungen zur geologischen Karte des Hauensteingebietes. *Erläut. zur geol. Karte der Schweiz*, Nr. 16, 1915, 30 p. 8°. (Voir p. 63.)

48. F. Nussbaum. Fortschritte der morphologischen Erforschung des Juragebirges und des Mittellandes in neuerer Zeit. *Mitteil. naturf. Gesell. Bern*, Jahrg. 1915, p. V-VII. (Voir p. 76.)

49. H. Schardt. Géologie et Hydrologie du Tunnel du Mont d'Or. *Actes Soc. helv. des Sc. nat.*, 1915, t. II, p. 30-33. (Voir p. 59.)

50. R. Suter. Geologie der Umgebung von Maisprach (Schweizerischer Tafeljura). *Inaug. Dissert. Univ. Basel.* 1915, 60 p. 8°. 1 carte au 1 : 25,000, 2 pl. de profil. (Voir p. 72.)

Alpes.

51. H. Adrian. Geologische Untersuchung der beiden Seiten des Kandertales im Berner Oberland. *Eclogæ*, t. XIII, p. 238-351, avec une carte, 7 pl. et 12 fig. (Voir p. 95.)

52. E. Argand. Sur les plis transversaux des Alpes occidentales et sur la tectonique du Tessin septentrional. C. R. des Séances, *Soc. neuch. des Sc. nat.*, séance du 5 juin 1915. (Voir p. 114.)

53. A. Buxtorf mit Beiträgen von A. Niethammer und P. Arbenz. Geologische Karte der Rigihochfluhkette zu 1 : 25,000, Spezialkarte Nr. 29, herausgegeben von der *schweiz. geolog. Kom.*, 1915. (Voir p. 103.)

54. P. Pl. Hartmann. Zur Geologie des kristallinen Substratums der Dents de Morcles. *Inaug. Dissert. Univ. Freiburg* (Schweiz). (Voir p. 90.)

55. Fr. de Loys. Sur la présence de la mylonite dans le massif de la Dent du Midi. *Actes Soc. helvét. des Sc. nat.*, 1915, t. II, p. 196-197. *Eclogæ*, t. XIV, p. 36-37. (Voir p. 94.)

56. M. Lugeon. Recherches dans le massif de Morcles. *Actes Soc. helvét. des Sc. nat.*, 1915, t. II, p. 170-171. *Eclogæ*, t. XIV, p. 14-15. (Voir p. 95.)

57. M. Lugeon. Sur l'ampleur de la nappe de Morcles. *C. R. Soc. vaud. des Sc. nat.*, séance du 18 novembre 1914, *Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève*, t. XXXIX, p. 550-551. (Voir p. 94.)

58. M. Lugeon. Sur l'entraînement des terrains autochtones en dessous de la nappe de Morcles. *Ibidem*, séance du 16 décembre 1914, et *Ibidem*, t. XXXIX, p. 555-557. (Voir p. 95.)

59. M. Lugeon et G. Henny. Sur la zone du Canavèse et la limite méridionale des Alpes. *C. R. Acad. des Sc. Paris*, séance du 8 mars 1915. (Voir p. 115.)

60. M. Lugeon et G. Henny. La limite alpino-dinarique dans les environs du massif de l'Adamello. *Ibidem*, séance du 22 mars 1915. (Voir p. 115.)

61. J. Oberholzer. Der Deckenbau der Glarner Alpen westlich der Linth. *Eclogæ*, t. XIII, p. 369-372. (Voir p. 104.)

62. W. Radeff. Geologie des Gebietes zwischen Lago Maggiore und Melezza (Centovalli). *Eclogæ*, t. XIII, p. 485-532. (Voir p. 111.)

63. T. Sacco. Les Alpes occidentales. Vol. 4° de 196 p. avec 2 cartes et 1 pl. de profils. Turin. 1913. (Voir p. 77.)

64. Ch. Sarasin. La zone des Cols entre Rhône et Grande Eau. *Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève*, t. XL, p. 291-312 et 400-419. (Voir p. 104.)

65. Ch. Sarasin. La géologie des Préalpes internes entre Rhône et Grande Eau. *Actes Soc. helvét. des Sc. nat.*, 1915, t. II, p. 192-193. *Eclogæ*, t. XIV, p. 33-34. (Voir p. 110.)

66. A. Spitz et G. Dyhrenfurth. Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Scanfs und dem Stilfser Joch. *Beitr. zur geol. Karte der Schweiz*, N. F. XLIV. Lief., 1915, 235 pp., 3 pl. et 1 carte au 1 : 25,000. (Voir p. 118.)

67. Ch. Tarnuzzer. Geologische Uebersicht von Graubünden. *Der Klubführer* (S. A. C.), 1915, 52 pp. 8°. (Voir p. 115.)

68. Ch. Tarnuzzer. Urdenschwelle und Hörnli im Plessurgebirge. *Jahresber. der naturf. Gesell. Graubündens*, N. F., t. LVI, p. 20-34. (Voir p. 117.)

69. J. Weber. Geologische Wanderungen durch die Schweiz, III. Band, herausgegeben vom *S. A. C.*, 1915. Vol. 8° de 356 pp. avec 105 fig. (Voir p, 86.)

e) Stratigraphie et Paléontologie.

Jurassique.

70. E. Gerber. Rhätfossilien aus den Zwischenbildungen von Trachsellauenen im Lauterbrunnental. *Eclogæ*, t. XIII, p. 366. (Voir p. 140.)

71. E. Gerber. Revision der Liasversteinerungen von Bodmi und Zettenalp am Nordwestrand des Sigriswilergrates. *Mitteil. der naturf. Gesell. Bern*, Jahrg. 1915, p. 248-262. (Voir p. 140.)

72. L. Rollier. Sur les étages du Lias celto-souabe. *Eclogæ*. t. XIII, p. 373-376. (Voir p. 141.)

73. L. Rollier. Sur les rivages des mers médiojurassiques (Callovien-Oxfordien) et médiocrétaciques (Aptien-Albien) en Suisse et dans les régions limitrophes. *Actes Soc. helvét. des Sc. nat.*, 1915, t. II, p. 166-170. *Eclogæ*, t. XIV, p. 11-14. (Voir p. 141.)

74. K. Strübin. Nerinea basileensis Thurm. aus dem unteren Hauptrogenstein der Umgebung von Basel. *Verh. der naturf. Gesell. Basel*, t. XXVII, p. 5-10. (Voir p. 141.)

Tertiaire.

75. A. Gutzwiller. Das Oligocän in der Umgebung von Basel. *Verh. der naturf. Gesell. Basel*, t. XXVI, p. 96-108. (Voir p. 141.)

76. A. Gutzwiller. Uebersicht über die Tertiärbildungen in der Umgebung von Basel auf dem Gebiete der Blätter 1, 2, 7, 8, 10 der Karte zu 1 : 25,000. *Eclogæ*, t. XIII, p. 352. (Voir p. 143.)

Quaternaire.

77. E. Furrer. Bemerkung über einen Bergsturz bei Bormio. *Vierteljahrsschrift der naturf. Gesell. Zürich*, LX. Jahrg. (1915), p. 48-54. (Voir p. 144.)

78. E. Gerber. Bericht über die Erhaltung der erratischen Blöcke im Kanton Bern in den Jahren 1913-15. *Mitteil. der naturf. Gesell. Bern*, Jahrg. 1915, p. 246-248. (Voir p. 144.)

79. E. Gerber. Der Hünliwaldhügel zwischen Muri und Allmendingen südöstlich Bern. *Ibidem*, Jahrg. 1915, p. 263. (Voir p. 143.)

80. E. Lardy. Une station préglaciaire. La grotte de Cotencher. *Actes Soc. helvét. des Sc. nat.*, 1915, t. II, p. 240-242. (Voir p. 145.)

81. F. Leuthardt. Ein Mammutfund im Löss von Binningen bei Basel. *Eclogæ*, t. XIII, p. 367-369. (Voir p. 144.)

82. A. Ludwig. Ueber die Entstehung der Drumlins. *Eclogæ*, t. XIII, p. 534-536. (Voir p. 144.)

83. R. Montandon. Carte archéologique du canton de Genève et des régions voisines. *Actes Soc. helvét. des Sc. nat.*, 1915, t. II, p. 244. (Voir p. 145.)

84. R. Montandon. Chronologie de la station paléolithique de Veyrier. *Ibidem*, 1915, t. II, p. 244-245. (Voir p. 145.)

85. F. Nussbaum. Morphologische und anthropogeographische Einscheinungen der Landschaft von Schwarzenburg und Guggisberg. *Mitteilungen der naturf. Gesell. Bern*, Jahrg. 1915, p. XL-XLI. (Voir p. 143.)

86. F. Nussbaum. Oberflächenformen und Diluvialschutt des Mont Arpille. *Ibidem*. Jahrg. 1915. p. VII. (Voir p. 143.)

87. Reutter. Analyses d'ambres lacustres et anciens. *Actes Soc. helvét. des Sc. nat.*, 1915, t. II, p. 253-254. (Voir p. 146.)

88. Fr. Sarasin. Die steinzeitlichen Stationen des Birstales zwischen Délémont und Basel. *Vierteljahrsschrift der naturf. Gesell. Zürich*, Jahrg. 1915, p. XXVII-XXIX. (Voir p. 145.)

89. O. Schlaginhaufen. Mitteilungen über das neolithische Pfahlbauskelett von Egolzwil (Luzern). *Verh. der schweiz. naturf. Gesell.*, 1915, t. II, p. 238-240. (Voir p. 145.)

Nécrologie.

L'année 1915 a vu disparaître une figure bien originale de la famille des géologues suisses, celle de Friedrich Mühlberg.

Mühlberg naquit en 1840 à Aarau, où il fit toutes ses premières études. De bonne heure son goût pour les sciences se manifesta et lorsque, depuis 1859, il se voua aux études scientifiques supérieures, en suivant les enseignements de l'Ecole polytechnique fédérale, il le fit avec passion. En 1862 il accepta les fonctions de maître de sciences naturelles à l'école cantonale industrielle de Zoug, où il prit d'emblée une place importante par son activité et les travaux qu'il entreprit. Mais déjà en 1866 nous le voyons quitter Zoug, pour se charger à l'école cantonale d'Aarau de l'enseignement des sciences naturelles, auquel il s'est consacré depuis lors presque jusqu'à la fin de sa vie avec un dévouement inlassable.

Bientôt après son installation à Aarau, Mühlberg fut amené à collaborer activement à la grande œuvre, entreprise par Alphonse Favre, de l'étude des formations erratiques en Suisse et de la conservation des éléments les plus intéressants de ces formations ; il fut ainsi orienté d'emblée vers un des champs d'étude auquel il consacra dans la suite une grande partie de son activité et, dès le début de ses recherches, il se manifesta comme un observateur exact et sagace. Son étude

sur les formations erratiques de l'Argovie, parue en 1869, qui faisait ressortir déjà la probabilité de 2 glaciations distinctes, a été tout-de-suite remarquée.

Depuis lors Mühlberg s'est attaché à débrouiller le problème compliqué des divers systèmes d'alluvions de l'Argovie et leurs relations avec les moraines des différentes périodes glaciaires; il a consacré à ce sujet un nombre important de publications, qui sont connues de tous.

Mais là ne s'est pas limitée l'activité inlassable de Mühlberg; à partir de 1885 il commença à excursionner dans le Jura argovien et soleurois et il fut amené dans la suite, comme collaborateur de la commission géologique, à lever en détail un territoire considérable, qui s'étend le long des chaînes jurassiennes depuis la région des cluses d'Oensingen et de Balsthal jusqu'au Lägern. Le fruit de ce travail de persévérance fut la série des cartes au 1 : 25,000, qui parurent entre 1901 et 1914 et qui furent toutes accompagnées de commentaires pleins de renseignements utiles.

Le champ d'observation de Mühlberg s'est étendu de là loin vers le S., dans le domaine du plateau molassique, où l'auteur a non seulement étudié dans tous leurs détails les formations pléistocènes, mais aussi les dépôts molassiques. Il a été aidé dans ce travail, pendant les dernières années de sa vie, par P. Niggli. Ses observations ont été collationnées dans les cartes du Lägern, du bassin inférieur de la Reuss et de la Limmat, des environs d'Aarau, de la région du Lac de Hallwyl, des environs d'Olten.

A côté de ces travaux purement scientifiques, Mühlberg s'est consacré à de fréquentes reprises à des recherches ayant un but technique ou économique; ce fut lui qui établit en 1914 le profil géologique du tunnel de base du Hauenstein; il collabora au collationnement des renseignements sur les exploitations de matières premières en Suisse; il fut président de la commission des charbons et prit sur lui l'étude des charbons du Jura et de ceux du Quaternaire du plateau, mais ne put pas achever ce travail; il fut le promoteur de l'établissement d'une carte des sources de l'Argovie et dirigea ce travail jusqu'à ce qu'il fut terminé.

L'activité de Mühlberg comme géologue a donc été considérable; elle porte toujours l'empreinte d'une observation détaillée et consciencieuse jusqu'à la minutie; et pourtant elle dut être en grande partie concentrée sur des périodes de vacances et sur les quelques moments de liberté que laissaient au maître ses fonctions au gymnase d'Aarau. L'on est donc

d'autant plus frappé de voir Mühlberg ne pas se contenter encore de tout cela et chercher ou accepter encore de multiples travaux. C'est ainsi que, bientôt après son installation à Aarau, il commença à s'occuper activement des collections scientifiques de cette ville et que dès lors il leur consacra toujours un temps considérable. Nommé conservateur du Musée d'Histoire naturelle en 1868, il entreprit un vaste travail de coordination des abondants matériaux de ces collections; il travailla sans relâche à combler les lacunes; par l'intérêt qu'il sut susciter dans le public pour son Musée, il attira à celui-ci de nombreux et de précieux dons, et il arriva petit à petit à faire du Musée d'Aarau l'un des plus riches de Suisse après ceux des villes universitaires.

Mühlberg s'intéressa activement à diverses questions intéressant l'agriculture, ainsi à celle de la lutte contre le phylloxéra. Toujours et partout nous le voyons agir comme un homme convaincu de l'importance de l'étude scientifique de la nature, et désireux de répandre le goût de cette étude dans des milieux toujours plus étendus, tout en faisant servir les recherches scientifiques au bien général. C'est par ces tendances qu'il devint de bonne heure un des membres les plus influents de la société argovienne des sciences naturelles, à la prospérité active de laquelle il contribua plus que tout autre.

Avec son goût passionné pour les sciences naturelles, avec sa conscience scientifique profondément scrupuleuse, Mühlberg était prédestiné à jouer un rôle en vue dans l'enseignement secondaire, auquel il s'était voué. A beaucoup de points de vue il fut, dans ce domaine, un novateur et il introduisit dans son enseignement des méthodes qui ne furent adoptées que beaucoup plus tard ailleurs, et qui sont malheureusement encore inconnues dans beaucoup de collèges actuels. Il s'efforça de montrer que, pour porter tous ses fruits, l'enseignement des sciences naturelles doit d'abord s'adresser à des esprits suffisamment mûris, et par conséquent plutôt à des élèves des classes supérieures des gymnases qu'à des enfants des classes inférieures, qu'il doit ensuite n'être pas simplement une énumération de faits et de noms, comme il l'est souvent, mais avoir pour but de stimuler chez l'élève à la fois le don d'observation et le raisonnement méthodique des choses observées. Il appliquait largement dans son enseignement la démonstration directe des faits et des objets, se servant pour cela alternativement des collections de son musée et des excursions en pleine nature; il associait dans la mesure du pos-

sible ses élèves à ses propres travaux. Il arriva ainsi non seulement à former un nombre important d'élèves qui ont consacré leur vie à l'étude des sciences, mais aussi à stimuler l'intérêt pour les questions scientifiques chez beaucoup de jeunes gens, que leur carrière a dirigés vers d'autres voies.

Mühlberg a mené jusqu'au bout sa vie de travail et de dévouement; il a conservé jusqu'à la fin sa bienveillance et son intérêt pour les jeunes générations; il s'est éteint le 25 mai 1915.

Sa biographie avec la liste complète de ses travaux a été publiée dans les Actes de la Société helvétique des Sciences naturelles (4).

Bibliographie. Rapports.

La revue géologique suisse pour 1913 a paru seulement en 1915, avec un regrettable retard dû aux longues périodes de service militaire de son auteur (5). Une liste bibliographique intéressant la même année a été publiée dans les Arch. des Sc. phys. et nat. de Genève (6).

MM. Alb. Heim et A. Aeppli (3) ont, comme pour les années précédentes, rendu compte de l'activité de la commission géologique suisse pendant l'exercice 1914-15 et des travaux divers qui ont été entrepris ou continués pendant cette période. Cette activité a été du reste notablement gênée, soit par le manque de crédits, soit par les services militaires répétés et prolongés qu'ont dû faire la plupart des jeunes collaborateurs. Il en a été de même de l'activité de la commission géotechnique suisse, comme le témoigne le rapport pour 1914-1915, rédigé par MM. U. Grubenmann et E. Letsch (2).

Nous devons à M. Aug. Aeppli (1) un intéressant exposé historique de l'activité de la commission géologique suisse.

L'auteur commence par montrer les efforts persévérants qu'ont dû fournir les géologues pour obtenir des autorités compétentes l'élaboration d'une bonne carte au 1 : 100,000, base indispensable pour des levers géologiques; puis il raconte la fondation de la commission géologique, en 1860, au sein de la Société helvétique des Sciences naturelles, grâce à l'initiative inlassable de Bernard Studer et à l'appui des autorités fédérales, manifesté par l'octroi d'une modeste subvention de 3000 francs.

M. Aeppli donne ensuite un aperçu sommaire de l'activité des membres successifs de la commission géologique et des différents collaborateurs, dont les travaux ont servi à la con-

fection des cartes et à la publication des volumes de texte explicatif.

Nous trouvons dans l'exposé de l'auteur un chapitre consacré à la comptabilité de la commission géologique, qui montre surtout la modicité des moyens financiers dont disposèrent les géologues suisses pour mener à bien une œuvre considérable, et par suite l'énorme part de travail désintéressé qui entre dans le développement de la géologie dans notre pays.

M. Aeppli fait en résumé l'historique de l'élaboration de la carte géologique au 1 : 100,000 par le travail d'un nombre, d'abord très restreint, puis toujours grandissant, de collaborateurs, et il rend compte de l'esprit qui présida à la publication des «Matériaux pour la carte», ces volumes ayant été consacrés au début chacun à la description d'une feuille de la carte au 1 : 100,000, tandis que plus tard et, surtout à partir de la 2e série, ils furent composés d'une façon beaucoup plus libre. Enfin l'auteur arrive à la dernière période d'activité de la commission géologique, pendant laquelle de nombreux collaborateurs ont repris un peu partout les levers détaillés sur la base des cartes au 1 : 25,000 et 1 : 50,000 et pendant laquelle 76 cartes géologiques à grande échelle ont pu être livrées au public.

Un chapitre est consacré à l'historique de notre carte d'ensemble au 1 : 500,000 et aux cartes générales d'A. Favre sur les dépôts erratiques, de Du Pasquier sur les dépôts fluvioglaciaires de la Suisse septentrionale, de Schaad sur la Nagelfluh jurassienne, etc... Puis M. Aeppli signale l'activité de la commission des charbons et dans un dernier chapitre il donne un tableau des échanges de publications que fait la commission géologique suisse avec tous les pays civilisés et qui contribuent à enrichir la bibliothèque de l'Ecole polytechnique fédérale.

PREMIÈRE PARTIE : MINÉRALOGIE ET PÉTROGRAPHIE.

M. R. Staub (9), associé depuis plusieurs années à l'exploration géologique du massif de la Bernina, entreprise par M. U. Grubenmann, a consacré une importante notice à la description d'une part des **roches granitiques du Piz Corvatsch**, d'autre part des **monzonites du Piz Sella** ; les premières appartiennent à la nappe d'Err, les secondes à la nappe de Sella.

L'étude détaillée du Piz Corvatsch a montré que les roches

que Théobald avait désignées sous le nom de schistes talqueux sont en réalité des granites. Vers le S ces granites s'appuient avec une légère discordance sur des schistes métamorphiques, assimilés par l'auteur aux schistes de Casanna. Vers leur base, ils contiennent en grande quantité des filons d'aplites et de roches lamprophyriques, qui se retrouvent dans les schistes sous-jacents ; ils renferment d'autre part de nombreuses enclaves de ces schistes. Tout tend donc à prouver que le granite appartient à une intrusion dans les schistes et que les deux complexes font partie d'une même unité tectonique, intercalée tectoniquement entre la nappe rhétique et la nappe de la Bernina. L'intrusion a dû se faire vers la fin des temps paléozoïques, probablement pendant la période carbonifèrienne.

Le granite du Piz Corvatsch présente de multiples variétés ; sa composition varie sensiblement, ce qui a amené M Staub à distinguer cinq types fondamentaux ; sa texture a, d'autre part, subi des altérations plus ou moins profondes du fait des phénomènes tectoniques et a été transformée dans certains cas en des types absolument mylonitisés.

M. Staub décrit comme premier type, sous le nom de granite du val Roseg, une roche abondamment représentée dans le fond du val Roseg et dans la région de l'Alp Surlej. Le granite est formé de gros grains de quartz, d'amas lenticulaires de feldspath et d'une quantité considérable de séricite, tantôt amassée en lentilles, tantôt répartie en feuillets ou en fibres fines. Parmi les feldspaths c'est une orthose microperthitique qui prédomine de beaucoup ; il s'y mêle une certaine quantité d'albite ; ces feldspaths ont du reste subi une profonde altération, qui a déterminé la cristallisation de quantités considérables de séricite et d'épidote, et d'une faible quantité de mouscovite. D'autre part, la décomposition des biotites primaires a donné naissance à des lamelles feuilletées de mouscovite toujours accompagnées d'oxydes de fer. Les minéraux accessoires sont l'apatite, le zircon et la magnétite ; la biotite n'est conservée que sous forme de petites inclusions dans le quartz ou le feldspath ; la hornblende est par places assez abondante ; l'orthite apparaît parfois. La structure primaire de ces granites était une structure granitique franche, mais elle a été en général profondément altérée par des actions cataclastiques et la texture est en général devenue plus ou moins lenticulaire. Quant à leur composition, ces roches sont des granites acides, riches en alcalis, pauvres en chaux, en magnésie et en fer.

A la suite de ces granites, M. Staub décrit une série de mylonites, qui en sont dérivées et qui, par aplatissement progressif des amas de quartz et de feldspath, par la cristallisation de plus en plus abondante de la séricite et par l'orientation parallèle de celle-ci en lits, passent à de véritables schistes séricitiques. Ces schistes ont été parfois repris dans une seconde phase de dislocation, de façon que leurs feuillets sont replissés en de multiples petits anticlinaux et synclinaux aigus. Entre ce type extrême de mylonitisation et les granites francs, l'auteur a constaté toute une succession de types intermédiaires, parmi lesquels il a distingué six types principaux; ce sont :

1° Un granite mylonitisé, dont les quartz, onduleux au centre sont complètement brisés à la périphérie ; les feldspaths sont écrasés et divisés en de multiples fragments entre lesquels ont cristallisé de l'albite, du quartz, de l'épidote et de la séricite ; la masse séricitique est tantôt amoncelée en paquets lenticulaires, tantôt écrasée entre les parties dures de la roche. La structure reste encore granitique, mais la texture est déjà lenticulaire.

2° Dans un second type, les quartz et les feldspaths sont entièrement brisés en petits fragments dont l'orientation optique a été déviée en tous sens, mais les amas séricitiques restent alternativement renflés et amincis, en sorte que la structure est porphyroclastique.

3° Ensuite, les éléments lenticulaires de la roche s'aplatissent et la texture se rapproche ainsi du type schisteux ; il se forme des lits alternants de quartz et feldspath et de séricite.

4° Puis la pulvérisation des quartz et des feldspaths arrive au point que ces minéraux sont réduits à une pâte extrêmement fine qui, formant des lentilles très aplaties, alterne avec de larges feuillets de séricite, grossis par la séricitisation progressive des feldspaths.

5° La texture est devenue tout à fait parallèle et linéaire; l'amphibole forme de fines gerbes dans le tissu séricitique ; il ne reste plus trace des minéraux primaires.

6° Dans ce dernier type, l'auteur fait rentrer les mylonites qui portent la trace de deux phases de dislocation, l'une déterminant l'écrasement des minéraux primaires et la formation de feuillets parallèles, l'autre ayant provoqué le replissement de ces feuillets.

Traitant ensuite la question de la séricitisation de ces

roches, M. Staub croit pouvoir dériver les masses pures de séricite des orthoses, tandis que les agrégats de séricite mêlée de zoïsite et d'épidote proviendraient des plagioclases. Il admet que la sériciti sation a commencé avant la mylonitisation, à un moment auquel le granite s'était rapproché de la surface par l'intervention des érosions prétriasiques, mais qu'elle s'est continuée pendant la mylonitisation, la pulvérisation des éléments ayant alors favorisé la circulation des agents chimiques dans la roche. Cette transformation minéralogique s'est faite sans modification importante de la composition chimique ; les mylonites extrêmes ne se distinguent des granites dont elles dérivent que par une teneur un peu plus faible en alcalis et en chaux, ce qui détermine une proportion un peu plus forte des quantités de silice, de fer et de magnésie et un excédent légèrement accru d'alumine. Et encore les différences constatées sont-elles si petites qu'elles pourraient fort bien provenir de différences primaires ayant existé déjà dans le magma.

A côté des types relativement communs précités, M. Staub en décrit d'autres beaucoup plus localisés ; ainsi une mylonite porphyroblastique à pâte granulitique qui existe à la Furtschella et qui résulte probablement d'une recristallisation après la mylonitisation sous l'influence d'un élément intrusif voisin, puis une mylonite riche en leucoxène et en hornblende du Piz Corvatsch, puis une mylonite pauvre en quartz, très riche en feldspath (microperthite, albite), dans laquelle la séricite est partiellement remplacée par de la chlorite, et qui paraît dériver d'un granite riche en biotite ou d'une syénite.

Après le type granitique du Val Roseg et les mylonites qui en dérivent, M. Staub décrit, comme second type, un granite qui est localisé dans l'arête dirigée du Piz Mortèl vers le NW, aux abords du glacier de Corvatsch et dans la paroi occidentale du Piz Corvatsch. Ces roches, dénommées type du Crap Margun, se distinguent macroscopiquement des précédents par leur teinte grise et non verte ; l'étude microscopique montre en outre que la proportion des plagioclases relativement à l'orthose est ici plus forte ; ces plagioclases devaient être primairement des oligoclases, mais ils ont été transformés en grande partie en séricite, épidote, zoïsite et albite ; d'autre part, une chlorite, voisine de la pennine, est ici abondante ; il s'agit évidemment du produit de décomposition le plus abondant de la biotite, mais celle-ci a été partiellement transformée aussi en mouscovite et en épidote ; elle n'a été conservée intacte que sous forme de petites inclu-

sions dans le quartz. La structure de la roche est granitique, parfois porphyroïde ; sa texture n'a été que faiblement influencée par des déformations cataclastiques. La composition chimique, avec seulement 64 % de silice, correspond à celle d'une diorite quartzifère, en sorte qu'il faut voir dans ce type le produit d'une ségrégation basique du magma granitique.

A côté de la forme habituelle, granitoïde de ces granites, M. Staub a distingué une forme porphyroïde, qui contient de gros individus de microperthite ; l'altération des plagioclases est ici moins avancée que dans la forme habituelle ; la mouscovite s'est formée en plus grande quantité au dépens de la biotite et on rencontre une quantité considérable de strahlstein. Les actions cataclastiques sont ici plus accentuées que dans la forme granitoïde, ce qui semble indiquer que la mylonitisation affecte plus tôt les roches largement cristallisées.

Dans la région du Crap Alv, M. Staub a trouvé une série de roches qui établissent une transition entre le type du val Roseg et celui du Crap Margun. Ces roches sont toujours mylonitisées ; elles sont caractérisées par l'absence de feldspaths potassiques ; l'orthose a été complètement transformée en amas séricitiques, tandis que la microperthite paraît avoir fait défaut. Le quartz forme de beaux porphyroblastes ; la chlorite reste abondante sous forme de paquets allongés parallèlement au plan de schistosité ; elle contient de nombreuses inclusions de leucoxène, d'apatite et de zircon. La roche, primairement porphyroïde, a pris une texture lenticulaire. Lorsque la mylonitisation est très accuentuée, il se développe finalement un schiste brun compact, dans lequel on ne distingue au microscope plus que du quartz et de la limonite parsemés dans une pâte extrêmement fine. Ces schistes n'existent du reste que là où la digitation inférieure de la nappe d'Err s'est enfoncée dans les formations sous-jacentes de la nappe rhétique.

Enfin M. Staub décrit ici une roche provenant de l'arête S du Piz Corvatsch et qui se distingue du granite du val Roseg par son enrichissement en chlorite.

Le troisième type que décrit M. Staub, sous le nom de type du Corvatsch, prend un grand développement dans la région culminante du Piz Corvatsch et du Piz Mortèl. Ces roches ont en général une structure largement porphyroïde, exceptionnellement une structure granitique. Dans leur variété porphyroïde elles sont formées de gros éléments fusiformes de feldspath, qui peuvent atteindre plusieurs centi-

mètres de longueur et se révèlent sous le microscope comme des associations microperthitiques d'orthose et d'albite, de plagioclases complètement saussuritisés, de quartz, abondant et très riche en inclusions, et de grandes lamelles de mouscovite, qui proviennent évidemment de la décomposition d'une biotite et contiennent en quantité importante de la titanite, du zircon et de l'apatite. Parfois, la décomposition de la biotite a donné naissance à une grande quantité d'épidote, qui se mêle à la mouscovite, et il faut admettre que cette réaction s'est produite sous l'influence de fortes pressions. Parmi les minéraux accessoires, l'orthite est particulièrement caractéristique. La structure primaire n'a pas été profondément altérée par les phénomènes cataclastiques et la texture est restée massive. La composition chimique diffère de celle du type du val Roseg par une teneur un peu plus faible en silice, en alcalis et en magnésie, plus forte en chaux et en fer. La mylonitisation de ces roches est beaucoup moins avancée que celle des granites du val Roseg, ce qui s'explique par le fait que les granites du Piz Corvatsch occupent une position axiale dans la nappe d'Err ; pourtant, les phénomènes cataclastiques sont ici encore très développés et la saussuritisation des plagioclases a certainement été provoquée par leur écrasement.

A côté de la variété porphyroïde décrite ci-dessus, M. Staub a étudié une variété granitique se rattachant au même magma, mais se distinguant de la roche précitée par la disparition presque complète des microperthites et par la teneur beaucoup moindre en mouscovite, qui est remplacée par de la chlorite. Ici, l'albite est abondante et accompagnée d'une quantité en général considérable de plagioclase.

Comme quatrième type, l'auteur décrit une roche qui n'existe qu'aux environs du Chastelet et qui passe latéralement à des granites des deuxième et troisième types. Le type du Chastelet est caractérisé par sa pauvreté relative en quartz ; la microperthite s'y trouve en gros éléments, qui donnent à la roche un aspect porphyroïde ; l'albite est abondante, tandis qu'on ne trouve qu'en très petite quantité les plagioclases saussuritisés, si fréquents dans le type du Corvatsch ; la mouscovite et l'épidote sont remplacés par la chlorite, qui forme de grandes lamelles fortement polychroïques. La structure est profondément cataclastique ; la texture est litée ou lenticulaire ; par places se développent de véritables mylonites. La composition de la roche, avec 65 % de silice, se rapproche de celle du type du Margum, mais avec une teneur

plus forte en alcalis ; elle correspond à peu près à celle d'une syénite.

Le cinquième type décrit par M. Staub sous le nom de type du Crap Alp Ota se trouve sous forme de lentilles ou de traînées dans les granites du Val Rosegg au Crap Alp Ota à l'E du Piz Mortèl ; il se distingue des granites du Val Roseg par l'absence de microperthite, par la présence assez abondante de hornblende et de chlorite et par leur enrichissement marqué en titanite. Parmi les feldspaths l'ablite est seule conservée, tandis que les plagioclases ont été transformés en partie en séricite, en partie en saussurite. La hornblende est largement cristallisée, en général zonée, souvent en partie chloritisée. La titanite paraît dérivée de l'ilménite. La roche peut être ainsi définie comme un granite à amphibole mylonitisé.

Dans un second chapitre, M. Staub donne la description d'une série de gneiss albitiques et séricitiques, qu'il considère comme résultant d'un faciès marginal des granites précités, et qui se trouvent près du contact avec les schistes de Casanna, ainsi que dans ces schistes mêmes sous forme de filons. Ces gneiss ont été constatés d'abord aux environs de la cabane de Mortèl, où ils se présentent sous la forme de schistes à grain fin, constitués par une masse granoblastique d'albite et de quartz et par de la séricite. A ces éléments essentiels se mêlent de la mouscovite en grandes lamelles et de longues aiguilles de hornblende. La texture est litée ou linéaire ; la composition chimique est peu différente de celle des granites voisins du Corvatsch avec pourtant une teneur plus faible en fer, plus forte en magnésie. Il ressort de ces caractères que le gneiss de Mortèl doit dériver d'un faciès latéral du granite, ayant possédé un grain fin et ayant subi de ce fait une recristallisation plus facile et plus complète que ce granite, beaucoup plus grossier.

Dans le soubassement du Piz Aguagliouls et près du Piz Lej Alv, M. Staub a rencontré un autre exemple de ces gneiss, qui diffèrent ici des gneiss de Mortèl par la présence, au milieu de la masse granoblastique, de porphyroblastes de quartz, d'orthose et de microperthite, ce qui donne à la structure un aspect blastoporphyrique. La composition chimique est nettement celle d'un produit de différenciation acide de roche granitique. Ce gneiss doit dériver d'un graniteporphyre, transformé par recristallisation, tandis que l'écrasement des minéraux primaires, qui a si fort contribué au métamorphisme des granites voisins, n'entre ici presque pas en ligne de compte à cause de la finesse du grain.

M. Staub a constaté la présence, soit dans les granites, sous forme de filons, d'amas ou de traînées, soit dans les schistes de Casanna, de roches aplitiques. Ces roches filoniennes, surtout abondantes dans la partie S du massif, ne coupent que rarement la schistosité ; elles sont souvent intensément laminées et déchirées. Leur masse granoblastique, formée de quartz, d'orthose, de microcline et d'albite, est semée de séricite, à laquelle se mêlent de la mouscovite, de l'orthite, de l'épidote ; la hornblende existe presque toujours sous forme de longues aiguilles. La texture est devenue schisteuse par pression. L'auteur décrit successivement divers affleurements de ces roches aplitiques, qui diffèrent assez notablement entre eux, soit par suite de différences primaires, soit par suite d'actions métamorphiques plus ou moins intenses. Dans le versant oriental du val Roseg, sous la masse chevauchante de la Bernina, il a trouvé des aplites, qui ont été profondément mylonitisées.

A la suite de ces roches, l'auteur décrit un quartzporphyre à pâte brune, qu'il a constaté au Crap Alp Ota. Dans une masse très fine, formée de quartz, d'albite et d'orthose séricitisée, apparaissent des porphyroblastes de quartz, d'orthose, d'albite et de biotite transformée en mouscovite. La structure primaire a été profondément modifiée par cataclase, en sorte que la texture est lenticulaire. Enfin, M. Staub a rencontré encore, parmi les roches filoniennes acides qui recoupent les granites, deux types différents d'alsbachites : l'un existe dans le versant occidental du Piz Corvatsch ; il est constitué par une masse granoblastique, fine, de quartz, microperthite et albite, dans laquelle sont semés de l'épidote en quantité importante et de la séricite accompagnée de titanite, et au milieu de laquelle se détachent des porphyroblastes de quartz et de microperthite ; sa composition chimique montre qu'il représente un produit de différenciation aptilique du granite du Corvatsch. Le second type d'alsbachite a été trouvé au S du Piz Corvatsch et à l'W du Piz Aguagliouls ; il se distingue du précédent par une forte prédominance du quartz parmi les porphyroblastes et par la disparition presque complète de l'épidote et de la titanite, tandis que la séricite est plus abondante.

A côté des roches filoniennes aplitiques il existe, surtout dans la partie S du massif, une grande abondance de roches lamprophyriques. Celles-ci ont subi une altération si profonde que leur détermination précise est souvent impossible ; il est pourtant facile de distinguer un type contenant tou-

jours des amphiboles relativement intactes, qui dérive probablement de roches du groupe vogésites-spessartites et un type sans amphibole, très riche en chlorite et passant souvent au schiste chloriteux pur, qui provient vraisemblablement de roches du groupe minettes-kersantites.

Parmi les roches amphiboliques on peut de nouveau distinguer 2 types dont l'un se rattache aux vogésites, l'autre aux spessartites. Le premier comprend des roches grises, verdâtres ou violacées, schisteuses, formées d'une masse fine, lépidoblastique, de séricite et de hornblende, au milieu de laquelle se détachent des porphyroblastes d'amphibole ; ceux-ci sont formés de hornblende plus ou moins transformée en strahlstein ; l'épidote est fréquent soit dans l'intérieur des amphiboles, soit dans la masse séricitique ; la biotite, l'albite, le quartz se trouvent en petite quantité dans cette dernière. La structure primaire de la roche était porphyroblastique ; elle a été profondément altérée par les phénomènes dynamiques, en sorte que la texture est devenue schisteuse. La composition minéralogique primaire devait comporter comme éléments essentiels l'amphibole, l'orthose et la biotite avec peut-être un plagioclase. La composition chimique, avec 49,37 % de silice, est caractérisée en première ligne par l'abondance de l'alumine (19,57 %) et par la prédominance très forte de la potasse (7,44 %) sur la soude (0,36 %). A propos de ces roches M. Staub décrit spécialement les déformations et transformations subies par l'amphibole sous l'action du stress.

Les roches rattachées par l'auteur aux spessartites sont des roches foncées, vertes, schisteuses, comprenant une masse fine de saussurite, d'albite, d'ilménite, de titanite, de chlorite, d'épidote, de biotite et d'apatite et des porphyroblastes de hornblende et d'épidote. L'amphibole est ici une hornblende brune, en général assez intacte ; elle est souvent accompagnée d'une quantité importante de biotite, mais celle-ci a été en grande partie transformée en chlorite et en épidote ; l'ilménite primaire a passé en partie à l'état de titanite. Quant aux transformations subies par ces roches, il faut admettre qu'elles ont consisté d'abord en une phase de recristallisation, puis en une phase de mylonitisation. La composition chimique de la roche, avec 49,83 % de silice, se distingue de celle des vogésites précitées par la forte teneur en titane (3,48 %), par une teneur plus faible en alumine (11,53 %) et plus forte en Fe_2O_3 (6,39 %), enfin par une proportion toute différente des alcalis (2,64 % de K_2O et 3,46 % de Na_2O) ;

elle correspond à une composition minéralogique primaire comprenant comme minéraux essentiels l'amphibole, la biotite, des plagioclases et un feldspath potassique.

Comme dernier type de roches lamprophyriques amphiboliques M. Staub, décrit un schiste chloriteux très riche en épidote et en ilménite, avec une petite quantité seulement d'amphibole, qu'il a constaté dans le versant E du Val Roseg.

Les roches lamprophyriques dépourvues de hornblende sont à l'état de schistes verts, satinés, formés essentiellement de chlorite et d'albite et contenant en général des amas d'ilménite, de l'épidote disséminé en assez grande quantité, de la pyrite et de l'apatite. Il y reste en général une petite portion de biotite. L'albite forme parfois de gros grains clairs. La structure est lépidoblastique, la texture finement schisteuse. La composition chimique correspond assez exactement avec celle des kersantites. Ces roches se trouvent soit dans le versant oriental du Val Roseg, soit dans la région de l'Alp Ota, du Crap Margun et du Crap Alv, sous forme de filons.

D'autres roches filoniennes, associées aux schistes verts vers l'Alp Ota, sont plus foncées et ont une schistosité très effacée ; elles se composent d'un mélange granoblastique d'albite, de chlorite, d'épidote, de calcite et d'ilménite plus ou moins transformée en titanite. Dans la composition chimique l'auteur relève surtout la richesse en titane, la forte teneur en chaux, l'absence d'aucun excédent d'alumine ; il fait ressortir l'analogie avec la composition des spessartites.

Enfin M. Staub signale encore des schistes verts foncés, se distinguant des schistes verts précités par l'absence d'épidote et par la présence plus abondante de la microperthite et qui dérivent probablement d'une minette.

La seconde partie de la thèse de M. Staub est consacrée à l'étude des roches monzonitiques, qui prennent un grand développement dans le massif de Sella-Chapütschin et se continuent de là vers l'E jusque dans le Val Poschiavo. Ces roches forment un ou plusieurs amas laccolithiques au milieu d'une masse schisteuse de gneiss, phyllites et quartzites (Schistes de Casanna). Ces deux complexes sont pour ainsi dire reliés par une zone de transition comprenant un faciès marginal de la roche intrusive et un faciès métamorphisé par contact des schistes ambiants ; ils forment ensemble la nappe de Sella, sous-jacente à la nappe d'Err. L'intrusion date probablement de la fin du Carbonifférien ; elle a été suivie d'une importante érosion, qui a précédé la sédimentation du Trias.

Les roches intrusives en question se répartissent normalement en deux types, les monzonites et les banatites, ces deux termes étant employés ici dans le sens que leur ont donné Brögger et Romberg; entre deux existe un terme transitoire, les banatites amphiboliques. Ces roches ont en général une teinte gris-bleu très caractéristique; elles ont subi toujours une mylonitisation profonde, qui en a fait des schistes cristallins.

Les monzonites sont formées par une masse de plagioclase bleuâtre, parsemée de cristaux, en partie assez gros, de hornblende, au milieu de laquelle apparaissent en petite quantité du quartz et de l'orthose; la chlorite y est disséminée en fines lamelles; l'épidote s'y trouve sous forme de petits grains. A l'exception de la microperthite et de l'albite, encore déterminables, les feldspaths ont subi une transformation complète, l'orthose ayant donné naissance à des agrégats de séricite, les plagioclases ayant été réduits à un tissu fin de saussurite, séricite et quartz. La hornblende est toujours bien développée en prismes fins, souvent maclés suivant (100); elle est riche en inclusions d'apatite, de magnétite, de zircon et de titanite; périphériquement elle a souvent subi une actinolitisation plus ou moins profonde avec cristallisation de chlorite, ou bien une simple chloritisation; d'autres fois elle passe à l'épidote. Cette hornblende, du type de la hornblende commune, est certainement primaire; elle est accompagnée en petite quantité d'une autre amphibole bleuâtre, et d'une biotite presque complètement chloritisée. Parmi les minéraux accessoires il faut citer en particulier l'orthite, qui forme de gros grains, et la titanite qui est très commune. La structure est souvent encore massive; la texture est lenticulaire, mais de façon peu prononcée. La composition chimique, déterminée d'après deux analyses, correspond bien à celle des monzonites avec 60,06-68,1 % de silice, 15,64-10,23 % d'alumine, 6,67-6,0 d'oxydes de fer, 4,95-5,9 de chaux, 2,68-1,9 de potasse, 2,77-3,0 % de soude. Une variété très commune, caractérisée par sa teinte grise, contient du graphite, à l'état de pigment très fin. En résumé les roches en question sont des monzonites à amphibole, quartzifères, qui se rapprochent beaucoup des roches de même catégorie du Tyrol méridional.

Aux abords du plan de chevauchement des nappes susjacentes d'Err et de la Bernina la monzonite est profondément mylonitisée; elle prend une texture schisteuse et une apparence de gneiss amphibolique. Il se développe ainsi d'abord

un type porphyroclastique, dans lequel, au milieu d'une masse fine formée surtout de saussurite et de séricite, se détachent des grains de quartz pulvérisés dans les bords et des cristaux d'amphibole, passés en partie à l'état d'actinolithe et orientés parallèlement au plan de schistorité. Puis, le laminage de la roche s'accentuant, les parties saussuritiques s'aplatissent, les hornblendes se tordent et se brisent, en même temps qu'une quantité plus grande d'actinolithe se développe. Dans les cas extrêmes le quartz et l'amphibole sont écrasés en des amas lenticulaires, les parties saussuritiques sont laminées en des lits minces, qui montrent souvent des traces de microplissement ; mais ce qui frappe ici c'est la part insignifiante qu'ont prise les réactions chimiques à la transformation de la roche, qui se réduit à une pure déformation mécanique.

Les banatites se distinguent des monzonites par leur teneur beaucoup plus riche en quartz et par le remplacement de la plus grande partie de l'amphibole par de la biotite. Elles sont formées par un agrégat grenu et massif de quartz, d'un feldspath blanc, d'un plagioclase saussuritisé gris-bleuâtre, de biotite et de hornblende. Ces roches sont développées dans les parois du Chapütschin et de la Muongia.

Sous le microscope les éléments des banatites présentent les mêmes caractères que ceux des monzonites ; la biotite, très abondante, apparaît en cristaux tabulaires hexagonaux, bruns, très riches en inclusions, et forme souvent des tissus sagénitiques ; elle est souvent transformée en chlorite, parfois elle a donné lieu à d'intéressantes pseudomorphoses de mouscovite, d'épidote, de titanite ou même à des pseudomorphoses de quartz par élimination de toutes les bases. La structure de ces roches est granitique-cataclastique ; leur composition chimique avec 62,47 % de silice et 16,25 % d'alumine, comporte une teneur plus faible en fer et en chaux, plus forte en alcalis, surtout en potasse, que celle des monzonites.

Les banatites ont aussi été en partie mylonitisées ; les types métamorphiques ainsi obtenus diffèrent de ceux dérivés des monzonites par l'abondance du quartz, dont les gros grains ont donné lieu par places à des textures bréchoïdes et qui a été soumis sur une grande échelle à des phénomènes de dissolution, translation et recristallisation sous l'influence des variations de pression d'un point à l'autre de la roche.

Entre les banatites et les monzonites se placent des roches qui se rapprochent des premières par leur richesse en quartz,

des secondes par l'abondance de la hornblende, dont la quantité peut devenir plus considérable que celle de la biotite. Ce sont des banatites amphiboliques ayant une structure hypidiomorphe-porphyroïde et une texture massive.

En terminant ce chapitre, M. Staub discute brièvement la question des relations qui pourraient exister entre les intrusions monzonitiques de la Haute-Engadine, celles de l'Adamello et celles du Banat.

Sur l'arête de la Punta Marinelli M. Staub a trouvé, en relation avec la monzonite, une roche grise-bleuâtre, à grain fin, fortement mylonitisée, formée essentiellement par de minces lits alternant de quartz et d'un agrégat de saussurite et de séricite, dans lesquels sont semés de petits cristaux d'actinolithe, des lamelles de chlorite, des grains d'épidote, d'orthite et de titanite ; l'albite y est en général mêlée à la saussurite et forme ainsi de beaux cristaux secondaires. La structure de cette roche est ultramylonitique, la texture est linéaire. Il s'agit évidemment d'un faciès marginal de la monzonite.

Les banatites du Chapütschin sont bordées par un faciès marginal, caractérisé par sa couleur grise, foncée, et par sa texture schisteuse. Le quartz y apparaît en petits grains réunis en amas lenticulaires, en traînées ou en lits. Parmi les feldspaths la microperthite et l'albite sont seules conservées à peu près intactes, tandis que les plagioclases sont transformés en saussurite et séricite. La hornblende est très pâle et souvent corrodée ; la biotite est foncée et fortement polychroïque, en général entourée de chlorite. La structure est cristalloblastique, sans cataclase prononcée et sans mylonitisation. Il y a du reste transition graduelle entre ces roches et la banatite franche, et leur composition chimique, qui ne diffère de celle des banatites que par une quantité un peu plus grande de silice, un peu plus petite de fer, de magnésie et de chaux, montre qu'il ne s'agit que d'un produit de différenciation marginale. Il y a d'autre part une intéressante analogie entre la composition chimique de ce faciès marginal et celle du granite du Crap Margun, en sorte qu'on pourrait admettre que les roches intrusives des nappes austro-alpines inférieures dérivent toutes d'un même foyer magmatique.

Dans la zone marginale des monzonites, au contact avec les schistes de Casanna, on trouve des roches analogues à celles décrites ci-dessus, mais dans lesquelles la biotite est presque complètement remplacée par l'amphibole, et la quantité de la saussurite a augmenté. La structure est cristallo-

blastique sans cataclase prononcée ; la texture est linéaire ou schisteuse. La composition chimique comporte une teneur notablement plus forte en silice (64,44 %) que celle de la monzonite franche et une teneur plus faible en fer, chaux et soude ; elle correspond donc à un produit de différenciation acide.

Dans l'intérieur de la masse monzonitique ou banatitique apparaissent de nombreux amas ou traînées de produits de ségrégation basique, qui se distinguent de la roche ambiante par l'absence de quartz et la prédominance des plagioclases saussuritisés, de la hornblende et de la biotite, les deux derniers apparaissant sous forme de porphyroblastes.

Dans la dernière partie de son étude M. Staub a décrit les roches filoniennes, qui recoupent soit les roches monzonitiques, soit les schistes de Casanna encaissants. Ce sont d'abord des aplites, qui recoupent les banatites du Piz Chapütschin et qui sont formées par un agrégat très fin d'albite, de microcline, de microperthite et de quartz avec comme minéraux accessoires de l'orthite, en partie transformée en épidote, de la titanite, de l'apatite. La structure est panidiomorphe, la texture massive. La composition chimique, avec 74,37 % de silice et 13,51 % d'alumine, est caractérisée par la forte quantité des alcalis (K_2O : 3,06 %, Na_2O : 5,74 %). Dans les monzonites on trouve des aplites filoniennes, qui diffèrent des précédentes par la fréquence plus grande de l'orthite et la présence de la hornblende.

A côté des aplites franches M. Staub a trouvé des alsbachites, formées d'une masse microgranulitique de quartz, microperthite et microcline et de porphyroblastes de quartz, microperthite et biotite, qui recoupent probablement les banatites. D'autres alsbachites, comprises dans les monzonites de la Punta Marinelli, sont caractérisées par leurs gros porphyroblastes de quartz, microperthite et albite et se rapprochent beaucoup des alsbachites du Piz Corvatsch.

Dans les schistes de Casanna l'on trouve d'une part, à la Punta di Marinelli des alsbachites, très semblables à celles qui coupent la monzonite, mais plus cataclastiques, d'autre part, au Chapütschin et à la Fuorcla Lej Alv, des aplites ayant pris l'aspect de gneiss.

A côté de ces roches leucocrates M. Staub a trouvé en petite quantité des lamprophyres soit dans les monzonites, soit dans les schistes de Casanna voisins, sous deux formes il est vrai assez différentes. Parmi les lamprophyres qui coupent les monzonites, l'auteur distingue un type basique et

un type relativement acide. Le premier comprend des roches vert-foncé, formées de très petits cristaux d'une hornblende secondaire et d'un tissu très fin de saussurite, séricite, albite et quartz avec, comme minéraux accessoires, de la titanite et de l'ilménite, de l'épidote, de la chlorite et de la magnétite. La composition chimique et minéralogique permet de considérer ces lamprophyres comme dérivées de camptonites amphiboliques. Le second type se distingue du premier par un appauvrissement en hornblende et en saussurite et un enrichissement en albite; il dérive certainement d'une roche du groupe des vogésites-spessartites; parfois par suite d'une augmentation de la quantité de la chlorite, la texture devient finement schisteuse.

Ces lamprophyres riches en chlorite établissent la transition avec celles qu'on trouve dans les schistes de Casanna, et parmi lesquelles on peut distinguer aussi deux types principaux. D'un côté certaines d'entre ces roches sont formées essentiellement de chlorite, d'albite et d'épidote avec de la magnétite, de la titanite et de l'ilménite; elles prennent l'apparence de schistes chloriteux à épidote, ce dernier se trouvant du reste en quantité très variable, et dérivent vraisemblablement d'une kersantite. D'un autre côté les lamprophyres des schistes de Casanna s'enrichissent en hornblende au point de n'être plus formées que de hornblende, d'albite et de microperthite avec très peu de saussurite; ce second type doit être considéré comme provenant de roches de la série des vogésites-spessartites.

Dans un chapitre final M. Staub tire un certain nombre de conclusions générales de son étude. Il montre d'abord que les roches granitiques de la nappe d'Err d'une part, les roches monzonitiques de la nappe de Sella de l'autre, ainsi que les roches filoniennes qui accompagnent les unes et les autres doivent se rattacher à un même foyer magmatique, dont le magma différait peu de celui des monzonites. Les granites de la nappe d'Err seraient ainsi un produit de différenciation acide, auquel font probablement pendant, comme produit de différenciation basique, les roches dioritiques de la nappe de la Bernina.

Après leur intrusion, probablement carbonifériennne, ces roches intrusives ont été soulevées par des efforts orogéniques et rapprochées de la surface par une érosion profonde des schistes encaissants, à la suite de quoi elles ont été transformées conformément à ce qui se passe dans la zone supérieure de l'écorce (saussuritisation, séricitisation, chloritisation).

Enfin roches intrusives et schistes de Casanna ont été englobés dans les nappes de recouvrement alpines; ils ont été laminés et mylonitisés sous la poussée de la nappe de la Bernina. Le degré atteint par la mylonitisation a varié beaucoup avec la force de l'écrasement subi; le processus du phénomène a varié avec la composition minéralogique préexistante des roches, se bornant à une pulvérisation et à un laminage purement mécaniques, sans modifications chimiques dans les milieux acides, déterminant au contraire une destruction complète des minéraux préexistants dans les roches basiques. Ainsi la région occidentale du massif de la Bernina peut être considérée comme une région absolument classique pour l'étude de la mylonitisation des roches intrusives.

L'étude que je viens d'analyser, publiée comme thèse de doctorat par M. Staub, a été incorporée d'autre part dans une publication plus étendue, qui concerne en outre les ophiolithes de la nappe rhétique, les schistes de la Maloja, les schistes de Casanna et diverses roches métamorphisées au contact des ophiolithes (10).

Les ophiolithes de la nappe rhétique, apparaissent depuis le lac de Silvaplana et les environs de Surlej par l'Alp Mortèl et Grialetsch jusqu'au Lej Sgrischus. Elles comprennent surtout des schistes verts avec des amas lenticulaires espacés de serpentine, de diabase et de porphyrites.

Dans ce complexe les diabases sont particulièrement rares; M. Staub n'en connaît qu'un seul affleurement, situé sur le bord du lac de Silvaplana près de Paludetta. La roche qui apparaît ici est un diabase typique formé essentiellement d'une augite brune violacée et d'un feldspath saussuritisé, disposés de façon à déterminer une structure ophitique franche. L'augite est en général ouralitisée périphériquement; elle donne par places naissance à des amas de chlorite. L'ilménite et la titanite sont particulièrement communes parmi les minéraux accessoires. La composition chimique correspond à celle d'un diabase pauvre en chaux.

Les porphyrites diabasiques sont beaucoup plus communes; elles existent en particulier en quantité importante entre Grialetsch et la Fuorcla Furtschellas, où elles se présentent sous deux formes différentes.

Le premier type est une roche porphyrique et massive, dans laquelle des porphyroblastes prismatiques d'un plagioclase profondément altéré se détachent au milieu d'une pâte fine de plagioclase et d'amphibole. Les gros cristaux de plagioclase possèdent toujours un noyau de zoïsite et d'épidote,

tandis que périphériquement ils ont donné naissance à de l'albite secondaire et que dans une zone moyenne est conservée une partie maclée d'un oligoclase-andésine; d'une façon générale la saussuritisation s'est faite avec une cristallisation large de la zoïsite et de l'épidote, aussi bien dans les plagioclases de la pâte que dans les phénocristaux. La pâte comprend des plagioclases du groupe albite-oligoclase, saussuritisés, puis des amphiboles très riches en inclusions, xénomorphes, se présentant sous trois formes, une brune, une verte, une bleuâtre, puis, en moindre quantité, des augites transformées en partie en chlorite, en partie en ouralite. L'ilménite et la titanite sont des éléments accessoires très abondants. La composition chimique avec 47,95 % de silice, 11,74 % d'alumine, 14,03 % d'oxydes de fer, 9,73 % de chaux, 5,45 % de magnésie, 0,44 % de potasse et 4,71 % de soude, correspond à un magma diabasique, relativement pauvre en chaux. A côté des roches les plus caractéristiques de ce premier type on peut distinguer des variétés, qui en diffèrent soit par une plus grande finesse du grain, soit par des quantités relatives différentes de l'augite et de la hornblende.

Mais toutes ces roches du premier type se distinguent de celles du second type par la transformation beaucoup moins profonde qu'elles ont subie. Dans ces dernières les grands éléments de plagioclase sont saussuritisés de façon beaucoup plus fine, et surtout la pâte est transformée en un tissu granoblastique ou lépidoblastique de chlorite, épidote, albite, titanite et zoïsite, dans laquelle apparaît encore avec une fraîcheur remarquable une amphibole brune. Il paraît probable que ces roches dérivent d'un faciès marginal à grain fin des porphyrites du premier type.

A côté de ces roches, dont la structure primaire diabasique est encore plus ou moins reconnaissable on rencontre une série de roches amphiboliques profondément recristallisées, mais qui sont reliées aux diabases ou aux porphyrites par des termes de transition. Ce sont d'abord des roches vertes, compactes, dans lesquelles les feldspaths sont complètement décomposés en albite d'une part, en amas de zoïsite et d'épidote de l'autre; la hornblende, toujours xénoblastique, est surtout de la hornblende verte; la structure est granoblastique, la texture massive; génétiquement ces roches sont des diabases amphiboliques transformés en amphibolites albitiques. Ce sont en second lieu des roches analogues mais contenant encore des restes d'augite. Ce sont encore

des amphibolites, dans lesquelles la hornblende verte est en grande partie remplacée par de l'ouralite fibreuse et de couleur claire, l'amphibole foncée étant en général entourée de chlorite ; il s'agit ici de diabases profondément altérés. Enfin dans certains cas la chlorite devient l'élément principal, formant une masse lépidoblastique, dans laquelle sont semés de gros éléments d'ouralite et des grains d'albite. Ces roches établissent la transition avec les suivantes.

Les schistes verts se trouvent dans tout le domaine des roches ophiolithiques; M. Staub a distingué parmi eux les types suivants :

1° Des schistes formés essentiellement de chlorite, d'augite et d'albite. L'augite est ici la même augite titanifère qu'on trouve toujours dans les roches diabasiques de la nappe rhétique; elle est fortement déformée par cataclase et partiellement transformée en chlorite; ses gros grains informes représentent des reliques restées au milieu de la masse lépidoblastique de chlorite, d'albite et d'épidote qui constitue le fond de la roche. La chlorite est en partie de la pennine, en partie du clinochlore; elle est parfois accompagnée de séricite. Ces roches dérivent vraisemblablement de diabases à gros grain.

2° Des schistes formés en majeure partie par de l'albite et de la chlorite, qui se distinguent des précédents par la fréquence de l'épidote, en quantité du reste très variable, et par l'absence de l'augite. L'albite existe en partie en petits grains, en partie en macrocristaux maclés; la chlorite est tantôt disséminée, tantôt accumulée; elle se répartit entre des types très divers ; l'épidote apparaît dans la règle en petits grains informes. La magnétite, l'ilménite et l'apatite sont les principaux minéraux accessoires. La calcite est parfois assez abondante et la hornblende se trouve souvent sous forme de relique.

La composition minéralogique de ces schistes varie du reste dans des limites étendues quant aux quantités relatives de la chlorite, de l'épidote, de l'albite et de la calcite, ce qui a amené M. Staub à distinguer différentes variétés, mais, malgré ces différences, toutes ces roches peuvent être dérivées d'un magma diabasique. Ce type de schiste vert est particulièrement commun dans la nappe rhétique.

3° Des schistes constitués par un tissu lépidoblastique d'albite et de chlorite, dans lequel sont semés des porphyroblastes d'ilménite. La titanite, l'épidote, la séricite et l'apatite s'y trouvent en petite quantité; la calcite y apparaît en quan-

tité très variable. Ces roches, qui n'ont été constatées jusqu'ici que localement, près de Grialetsch et au S de Surlej, doivent être considérées comme des produits de différenciation d'un magma diabasique, profondément métamorphisés.

4° Des schistes à peu près purement chloriteux avec seulement une faible teneur en épidote, titanite et ilménite et des porphyroblastes de magnétite, qui proviennent certainement par métamorphisme de ségrégations particulièrement riches en magnésie et en fer nées au sein d'un magma gabbroïde-diabasique.

Au milieu des schistes verts de l'Alp Mortèl, M. Staub a découvert une variolite foncée, comprenant une masse fine de chlorite, d'épidote, d'actinolithe et de titanite, qui englobe des amas lenticulaires d'albite et d'épidote évidemment dérivés d'un plagioclase.

Les serpentines, particulièrement communes parmi les roches ophiolithiques de la nappe rhétique, ont été étudiées par M. Staub avec une attention spéciale. Ce sont des roches foncées, vertes, violacées par places, presque toujours massives, présentant un réseau serré de veines remplies de chrysotile avec parfois de l'asbest. La serpentine se trouve presque toujours sous forme d'antigorite; elle contient toujours de la magnétite avec, en général en petite quantité, une substance amorphe. A ces éléments essentiels se mêlent, en proportions très diverses suivant les gisements, d'abord des restes de diallage et d'augite qui se prêtent fort bien à l'étude de la marche de la serpentinisation, puis de la hornblende secondaire, de la chlorite en général rare, de la titanite, de l'ilménite, de la pyrite et de la magnétite. L'olivine ne se trouve plus dans ces roches, mais, d'après la structure de l'antigorite, on peut considérer comme certain que celle-ci est dérivée de l'olivine et que les roches en question sont des péridotites à diallage métamorphisées. L'analyse chimique a permis de constater l'absence complète d'alcalis, la pauvreté en alumine (0,43 %) et en chaux (0,81 %) et l'extrême richesse en magnésie (37,09 %).

Au milieu des serpentines au S de l'Alp Surlej, M. Staub a trouvé une roche formée à peu près exclusivement d'amphibole. Celle-ci comprend d'une part une hornblende brune plus largement cristallisée, d'autre part une hornblende verte en petits cristaux; elle a subi un commencement de décomposition en chlorite et actinolithe. L'épidote et l'ilménite se trouvent en petite quantité.

C'est dans la serpentine aussi que M. Staub a observé,

près de la Fuorcla Furtschellas, des lentilles d'une roche verte, grise ou bleuâtre, qu'il a reconnue ensuite pour de la néphrite. Au microscope on observe un tissu feutré très fin d'antigorite; à l'analyse la composition chimique se révèle comme exactement conforme à celle des néphrites typiques. Par leur origine ces roches se rattachent certainement à des schistes à actinolithe, qui eux-mêmes dérivent d'un produit de différenciation marginale de roches péridotiques-pyroxéniques, ou bien proviennent d'une injection siliceuse dans des calcaires ou au contraire d'une réaction de solutions calcaires sur des serpentines, ou bien encore représentent d'anciens filons ou traînées pyroxénitiques. La transformation des schistes à actinolithe a dû se faire sous une pression très forte, et dans le cas particulier des néphrites de la nappe rhétique, il est logique de rattacher cette pression au développement des nappes de charriage, de façon à considérer ces néphrites comme un véritable produit de mylonitisation.

Par places, M. Staub a constaté le passage des serpentines à des schistes talqueux, qui représentent le produit ultime de la transformation des roches péridotiques, mais qui ne prennent qu'un développement très limité.

Après cette description des ophiolithes de la nappe rhétique, M. Staub aborde celle des roches qui forment le cœur de cette même nappe dans le Val Fex et qu'il dénomme, comme l'a fait M. Cornelius, série de la Maloja; il tient compte plus particulièrement des faciès schisteux qui se trouvent à l'état de grandes écailles et parmi lesquels on peut distinguer un type dépourvu de chlorite et un type chloriteux.

Les schistes sans chlorite sont surtout des gneiss finement lités, formés de zones minces de quartz et de feldspath, séparées par des feuillets de mica blanc. Le quartz est à l'état microgranulitique; le feldspath est représenté surtout par l'albite en petits grains mêlés au quartz; mais on trouve souvent aussi de l'orthose en cristaux mieux formés et du microchine. Le mica est une mouscovite verdâtre, voisine de la phengite, cristallisée en lamelles idioblastiques et riche en inclusions de zircon. L'épidote et la titanite sont fréquents; la pyrite existe souvent et forme des éléments assez gros; le grenat n'apparaît que dans les zones les plus profondes. La structure de ces gneiss est nettement cristalloblastique, avec une tendance tantôt granoblastique, tantôt lépidoblastique, tantôt porphyroblastique, suivant la proportion et la distribution du mica d'une part, du quartz et du feldspath de l'autre. La texture est schisteuse; la cataclase est pour ainsi

dire nulle dans les zones profondes; elle apparaît de façon de plus en plus accusée dans les zones supérieures, qui ont été soumises au laminage et à l'imbrication.

Les schistes chloriteux forment la majeure partie des schistes de la Maloja à l'E du Fextal. Ils se distinguent par leur couleur foncée, qui les fait ressembler aux schistes verts. La chlorite, de teinte verte vive, devient l'élément prédominant, auquel se mêlent encore de la mouscovite, de l'albite et du quartz. La tourmaline et l'ilménite sont les minéraux accessoires habituels. La structure est lépidoblastique.

En outre, M. Staub a constaté la présence dans la série de la Maloja, en divers endroits, de schistes phylliteux, foncés, d'aspect assez varié.

L'ensemble de ces gneiss, schistes chloriteux et phyllites, représente certainement une série sédimentaire métamorphique, dont les divers termes sont reliés par des transitions. La recristallisation de ces schistes devait être achevée avant les plissements alpins; elle a dû être facilitée par la finesse du matériel primaire et a conduit à un résultat totalement différent des produits de la transformation des granites du Corvatsch.

M. Staub a étudié également les schistes prétriasiques des nappes austro-alpines inférieures, pour lesquels il a conservé le nom de Schistes de Casanna. Les roches qui enveloppent les massifs intrusifs de la Haute-Engadine et forment des inclusions à l'intérieur de ceux-ci, sont particulièrement bien développées dans la paroi S de la Sella et aux abords du Refuge Marinelli, mais on les retrouve plus au N dans le massif du Corvatsch et autour de l'Aguagliouls; elles restent assez semblables à elles-mêmes dans les deux nappes d'Err et de Sella. Les types les plus habituels sont des schistes quartzitiques ou phyllitiques en alternances fréquentes; aux abords des roches intrusives on trouve des roches plus ou moins profondément modifiées.

Les schistes de Casanna rappellent d'une façon générale les schistes de la Maloja; ils sont en général caractérisés par une teneur assez riche en graphite, qui leur vaut une teinte grise et presque noire. Les éléments constituants habituels de ces roches sont les suivants : d'abord le quartz en éléments très fins et irréguliers, puis l'albite, qui ne forme aussi que de très petits grains et manque complètement dans certains schistes, puis la mouscovite, qui forme en général de larges feuillets parallèles, et la séricite qui est au contraire disséminée dans le quartz en petites lamelles. La chlorite se

mêle souvent à la mouscovite et peut devenir abondante. Comme éléments accessoires on trouve surtout la magnétite, le zircon, l'apatite et, plus rarement, la titanite et l'ilménite. La structure est tantôt cristalloblastique, tantôt blastopsammitique ou blastopélitique; le degré de la cataclase varie extrêmement.

D'après les quantités relatives des éléments constituants, on peut distinguer parmi ces schistes des gneiss albitiques riches en séricite, ou bien en chlorite, des gneiss pauvres en feldspath et passant à des quartzites, des quartzites à séricite ou à chlorite, des phyllites, tantôt riches en séricite, tantôt contenant une portion importante de graphite, enfin un gneiss riche en graphite.

A côté de ces schistes de Casanna normaux M. Staub distingue les schistes métamorphisés par contact. Ce métamorphisme se manifeste parfois simplement par l'apparition plus ou moins abondante de la tourmaline et par la cristallisation plus large de la mouscovite et de la chlorite. D'autres fois on voit la teneur de la roche en ilménite et titanite augmenter considérablement, en même temps qu'apparaît de l'orthose. Dans certains cas c'est la clinozoïsite qui forme de gros prismes courts, jouant le rôle de porphyroblastes, tandis que la roche est semée de petits éléments de hornblende; l'épidote peut alors accompagner la clinozoïsite et, parfois, il finit par la remplacer complètement. Ces dernières roches se trouvent surtout à proximité des monzonites, où elles sont certainement le fait d'un métamorphisme de contact agissant sur des quartzites. Pourtant il existe aussi au Piz Corvatsch des schistes à zoïsite et épidote qui résultent très probablement d'une injection aplitique dans une roche gneissique.

A côté de ces modifications dans leur composition minéralogique, les schistes de Casanna ont souvent subi de simples modifications de structure; ils sont alors plus largement cristallisés, en particulier la mouscovite forme de larges paillettes orientées de façon irrégulière.

Dans un dernier chapitre M. Staub donne une description des roches métamorphisées au contact des ophiolithes de la nappe rhétique, roches parmi lesquelles il a retrouvé les mêmes types que ceux signalés par M. Cornelius au N du lac de Sils, mais en quantité beaucoup moindre.

Au sein de la série de la Maloja, dans le fond du Fextal, on trouve des gneiss de structure franchement cristalloblastique, avec des mouscovites largement cristallisées, qui ont été évidemment régénérés par l'intrusion péridotique, au

point de faire disparaître complètement les signes de cataclase si répandus dans les schistes ambiants.

Mais, à côté de ces modifications purement structurelles, les schistes de la Maloja ont subi par places des modifications substantielles importantes. Parfois ils s'enrichissent considérablement en ilménite et titanite, auxquels s'ajoute souvent l'épidote, de telle façon qu'il faut admettre une pénétration microfilonienne, parallèle à la schistosité; d'autres fois l'épidote est associé à de l'actinolithe. Dans les environs de Grialetsch M. Staub a trouvé une roche caractérisée par une cristallisation abondante et large d'une amphibole bleu-foncé, formant des porphyroblastes au milieu d'une masse finement grenue de quartz, orthose, albite, chlorite et épidote. Cette formation rappelle les schistes amphiboliques de Gravasalvas. Enfin aux environs de la Bocchetta delle Forbici on rencontre tous les termes de passage entre les schistes de la Maloja normaux et des schistes à clinozoïsite, à amphibole et à diopside.

Dans le complexe serpentineux de la nappe rhétique M. Staub a constaté, depuis le versant ouest du Piz Corvatsch, jusque près du lac de Sils, des lentilles d'ophicalcites. Ces roches se distinguent des formations semblables de Gravasalvas par leur structure beaucoup plus fine et leur imprégnation plus intime par la masse serpentineuse, ce qui fait qu'elles prennent une teinte générale verte, passant au brun par oxydation.

L'étude microscopique a permis de distinguer facilement deux types d'ophicalcites. Dans le premier l'antigorite forme des amas de formes diverses et de dimensions variées au milieu d'une masse granoblastique de calcite; d'après sa structure elle dérive certainement d'un péridot. Dans la masse calcitique on trouve en outre de fines lamelles disséminées d'antigorite, des porphyroblastes de chlorite, tantôt isolés, tantôt réunis en agrégrats feuilletés, de gros octaèdres de magnétite et de nombreuses aiguilles fines de trémolite ou d'actinolithe; enfin à la calcite se mêle souvent une quantité importante de dolomie. La structure est ainsi porphyroblastique; la texture est massive; les traces de cataclase font presque toujours défaut.

Dans le second type d'ophicalcites le mélange de l'antigorite et de la calcite est intime et la teneur en chlorite et en hornblende peut être considérablement réduite.

Quant à l'origine de ces ophicalcites, la seule explication satisfaisante consiste à admettre une action pneumatolytique

partie des magmas péridotiques voisins et ayant agi sur des calcaires probablement liasiques.

M. Staub a étudié également un banc de marbre qu'il a trouvé intercalé dans les schistes métamorphisés du Lias aux environs du Lej Sgrischus. Il s'agit d'une roche formée de gros grains de calcite mêlés à des éléments, grossièrement cristallisés aussi, de quartz et d'albite avec un peu d'orthose, au milieu desquels se développent de larges feuillets de mouscovite et de chlorite. De la titanite, de l'épidote, de la hornblende en plusieurs variétés sont semés dans la roche. La structure est granoblastique, lépidoblastique par places ; la texture est schisteuse. Quant à l'origine de ce marbre, M. Staub est tenté d'y voir un calcaire métamorphisé par contact.

D'autre part M. Staub a eu l'occasion d'étudier divers types de marbres, en général intimement liés à des schistes calcaréo-siliceux et caractérisés par la présence de diopside, d'épidote, de clinozoïsite ou de hornblende, qui rentrent aussi dans la catégorie des calcaires métamorphisés par contact.

En dernier lieu M. Staub décrit une série de schistes métamorphiques qu'il a rencontrés à proximité des ophiolithes, au-dessous de l'Alp Mortels. Ce sont d'abord des roches pyroxéniques, massives, formées essentiellement par du diopside, auquel se mêlent en petites quantités de la chlorite, de l'épidote, de la clinozoïsite et de la titanite ; parfois on y trouve encore de l'albite et de la calcite. Il existe dans les mêmes parages aussi des roches massives, violacées, formées d'un tissu feutré de diopside, au milieu duquel se détachent de gros grenats bruns, sans formes cristallographiques, très riches en inclusions de magnétite et contenant presque toujours de petites aiguilles de diopside, qui appartiennent à l'andradite. La titanite est un élément accessoire abondant. Dans d'autres roches on trouve à côté du diopside de l'idocrase, qui apparaît soit en éléments isolés ou en agrégats disséminés dans la masse pyroxénique, soit comme remplissage d'un réseau de fissures coupant la roche en tous sens ; à côté de ces deux éléments essentiels apparaissent du grenat, de la titanite, de la magnétite et souvent un peu de chlorite. Chimiquement ces pyroxénites à idocrase se distinguent des pyroxénites à grenat par le remplacement d'une portion importante du Fe_2O_3 par Al_2O_3. On rencontre, toujours dans le même complexe, des roches constituées essentiellement par du grenat et de l'idocrase, avec de faibles quantités de diopside. Le grenat est ici une variété verte voisine du gros-

sulaire ; il est imprégné d'une poudre de leucoxène et contient toujours des inclusions de diopside. L'idocrase joue ici le même rôle que dans les roches précitées ; la chlorite apparaît en général comme élément peu abondant, cristallisé en dernier ; la roche contient en outre des traînées formées d'un agrégat extrêmement fin de calcite ou de dolomie, qui sont évidemment un résidu du sédiment primaire.

Enfin M. Staub a étudié une roche existant à l'Alp Mortels et constituée essentiellement d'épidote et de clinozoïsite ; l'épidote, qui est fortement prédominant, a une teinte pâle et a cristallisé en prismes courts. La clinozoïsite forme des prismes beaucoup plus longs, orientés en tous sens. Des roches analogues existent à la Bocchetta delle Forbici, mais ici c'est la clinozoïsite qui prédomine.

De l'étude qu'a faite M. Staub des roches riches en silicate de chaux, trouvées dans l'entourage des ophiolitesil résulte à l'évidence que ces roches dérivent de calcaires métamorphisés par contact, comme l'a admis M. Cornelius pour les formations analogues au N. du lac de Sils. A l'appui de cette déduction l'auteur cite une série d'arguments tirés soit de la structure ou de la composition des roches en question, soit de leur position tectonique. Les roches à épidote et clinozoïsite doivent se rattacher plus particulièrement aux schistes pauvres en magnésie du Lias, tandis que les roches à diopside proviennent des dolomies du Trias. La transformation des formations liasiques a pu se faire presque exclusivement par simple recristallisation, tandis que pour celle des dolomies il faut nécessairement supposer un apport de $Si\,0_2$ avec de moindres quantités de Na_2O, $Ti\,O_2$ et $Fe_2\,O_3$. Suivant les quantités de $Ca\,O$, $Mg\,O$, $Fe_2\,O_3$ et $Al_2\,O_3$, en présence dans les sédiments dolomitiques au moment de la recristallisation il s'est développé une roche formée purement de diopside, ou d'un mélange de diopside, de grenat et d'idocrase ; ainsi les roches à idocrase et diopside doivent provenir de calcaires dolomitiques contenant une certaine quantité d'argile, les roches à idocrase et grenat de schistes calcaréo-argileux.

Enfin la structure massive, sans cataclase prononcée, que présentent toutes ces roches métamorphiques, montre que celles-ci n'ont plus subi après leur recristallisation de métamorphisme dynamique important.

M. A. Hugi (8) a fait sur les **roches gneissiques de la vallée de Lauterbrunnen** une série d'observations qui viennent en con-

firmation de l'idée assez généralement admise de l'origine endogène des gneiss de la zone septentrionale du massif de l'Aar.

Ces observations ont porté plus spécialement sur les enclaves sédimentaires contenues dans le gneiss, qui sont en grand nombre et de dimensions très diverses, mais qui présentent toutes des marques évidentes d'injection et de métamorphisme de contact, qu'elles soient calcaires, calcaréo-siliceuses ou formées de schistes cristallins, micacés ou amphiboliques.

M. Hugi décrit plus particulièrement d'abord 3 grosses enclaves de calcaire marmorisé, dans lesquelles il a pu constater très nettement la pénétration filonienne aplitique, tandis que le métamorphisme n'y atteint qu'un degré peu élevé. Il étudie ensuite 2 inclusions formées d'un mélange de calcaire et de roche calcaréo-siliceuse, pour lesquelles il faut admettre d'une part une dislocation de la masse sédimentaire, d'autre part une refusion assez profonde. En troisième lieu M. Hugi a examiné des enclaves formées de schistes micacés ou amphiboliques, dans lesquelles la pénétration microfilonienne, très abondante, a généralement suivi le plan de schistosité, mais l'a fréquemment aussi coupé, et les phénomènes de refusion prennent une grande importance.

L'auteur traite finalement la question des relations entre les orthogneiss de Lauterbrunnen-Innertkirchen et le granite de Gasteren. Il montre que les premiers ont subi une abondante injection aplitique et pegmatitique, qui ne peut être rattachée qu'au massif intrusif de Gasteren, et que cette injection s'est effectuée dans des roches complètement consolidées. Il cite comme région particulièrement démonstrative à cet égard celle qui entoure le front du glacier de Tschingel.

Il faut donc admettre qu'il y a eu dans la zone externe du massif de l'Aar 3 phases d'intrusion successives : celle des gneiss d'Erstfeld, puis celle des gneiss d'Innertkirchen-Lauterbrunnen, enfin celle du granite de Gasteren.

M. A. Brun (7) a fait, dans le but de réfuter l'assertion de MM. Day et Shepherd, que la vapeur d'eau n'a pas d'action sur les laves à haute température, une nouvelle série d'expériences et a pu prouver ainsi que la vapeur d'eau mise en contact avec de la lave fondue ou même suffisamment échauffée se décompose et détermine une oxydation profonde de la lave, en même temps qu'il se dégage divers gaz, d'abord du CO et du CO_2, puis surtout de l'hydrogène. Les affirmations antérieures de M. Brun sur le caractère anhydre des laves se trouvent ainsi absolument confirmées.

IIe PARTIE. — GÉOPHYSIQUE

Cours d'eau

MM. L. Collet, R. Mellet et O. Lütschg (16) ont décrit une méthode qu'ils ont employée pour jauger les masses d'eau passant par une section déterminée et qui consiste à mélanger avec le cours d'eau à jauger une quantité déterminée d'une solution titrée de chlorure de sodium et à titrer ultérieurement le produit de ce mélange.

MM. L. Collet et R. Mellet (15) ont rendu compte de la façon dont ils ont déterminé la rapidité du colmatage effectué par les alluvions de la Massa. Ils ont montré que pour de semblables calculs, à partir de mesures de quantités des matériaux entraînés par un cours d'eau, il faut déterminer non seulement la densité de l'alluvion sèche et de l'alluvion dans l'eau, mais encore ce qu'ils appellent la densité fictive de l'alluvion, soit la valeur égale au poids d'une certaine quantité d'alluvion desséchée divisé par le volume que prend cette même quantité après son tassement complet dans l'eau. Ils ont exposé ensuite la méthode expérimentale très simple, par laquelle ils déterminent cette densité fictive. Les valeurs obtenues par ce moyen pour les alluvions de la Massa sont : densité de l'alluvion desséchée : 2.38, densité de l'alluvion déposée dans l'eau : 1.48, densité fictive : 0.83.

M. M. Lugeon (23) se basant en première ligne sur des observations faites dans le lit majeur du Yadkin (Caroline du Nord) a décrit un processus d'**érosion fluviale** non étudié jusqu'ici.

Il a constaté, sur certaines surfaces de roches tournées vers l'amont et faisant partie du lit majeur, des parties striées tantôt suivant un système rectiligne, tantôt suivant un système rayonnant autour d'un groupe de petites cupules, de façon à prendre une remarquable analogie avec certaines formes produites par l'érosion éolienne.

Il a pu se convaincre que ces formes sont nées sous l'action de jets de sable englobés dans de puissants filets d'eau rectilignes. Ceux-ci prennent naissance toutes les fois que, à la suite d'une forte crue, la vitesse du courant superficiel est exagérée. Certains saillants du lit sont particulièrement exposés à l'action de ces jets d'eau et de sable, qui s'écrasent

sur eux et y creusent des cupules dans l'axe du jet et tout autour des stries rayonnantes.

M. L. Roder (31) a répondu par une courte notice aux critiques qu'avait faites M. L. Horwitz à son étude de l'écoulement du Rhin alpin.

Il constate en premier lieu que, en ce qui concerne la perte de débit constatée dans le Rhin à la station de Felsberg, lui et M. Horwitz sont à peu près d'accord, le conflit se réduisant ainsi à une simple question de priorité.

En second lieu M. Roder maintient que le degré de perméabilité différent des diverses parties du bassin du Rhin grison contribue pour une part importante aux variations du coefficient d'écoulement et il montre l'impossibilité de comparer directement 2 bassins aussi différents à tous égards que ceux du Rhin supérieur et de l'Elbe. Il reprend la question de l'intervention du fœhn dans l'évaporation, que M. Horwitz a interprétée de façon très discutable, et il reproche d'autre part à son contradicteur de traiter la question de l'extension de la glaciation de façon trop unilatérale, en considérant comme facteur presque exclusif de la glaciation les précipitations.

M. C. Ghezzi (18) a fait une étude d'ensemble des conditions de l'*écoulement du Rhin à Bâle*, dont il convient de citer ici les principaux résultats.

L'auteur s'est basé pour son étude non seulement sur les observations personnelles qu'il a faites sur le Rhin à Bâle entre 1908 et 1914, mais sur les très nombreuses observations faites soit à Bâle même, soit en amont jusqu'à Säckingen, soit en aval jusqu'à Hüningen, depuis le commencement du 19e siècle. Il a pu ainsi établir d'abord une tabelle du niveau moyen par mois et par année du Rhin à Bâle et à Säckingen, de laquelle il ressort que, à côté des variations d'origine climatique, on peut constater une tendance à l'abaissement du niveau, sensible surtout à Bâle et qui doit provenir d'une faible érosion du lit.

M. Ghezzi a ensuite déterminé pour chaque jour de la période 1904-1914 le débit moyen du Rhin en m^3 seconde et a réuni toutes ces données en une importante tabelle. Il a pu également établir un tableau des débits moyens par mois et par année pour la période 1808-1903. Il s'est servi des levers exacts du lit faits à différentes époques à Bâle pour montrer la valeur exacte de l'approfondissement du lit et l'influence de cet approfondissement sur le niveau moyen du fleuve. Par la comparaison des divers profils il a pu faire ressortir le fait

que l'abaissement du lit est localisé dans la partie gauche du cours d'eau en relation avec l'incurvation de celui-ci de l'E. au N. D'autre part il montre que l'abaissement du niveau dépassse l'abaissement moyen du lit à cause d'une augmentation de la vitesse d'écoulement.

Les variations saisonnières et journalières de débit du Rhin font l'objet d'un chapitre spécial de la brochure de M. Ghezzi. Elles sont réglées de façon générale comme suit: Les minima se présentent en hiver en relation avec l'arrêt de la fusion des glaciers et névés dans les régions alpines; ils sont séparés par des crues d'importance très variable dues à des chutes de pluie ou à la fusion des neiges sur le plateau suisse. Le débit augmente ensuite pendant le printemps jusqu'en juin et juillet et pendant ces deux mois on constate souvent des maxima très accusés, puis il diminue lentement jusqu'à l'hiver.

Le débit moyen du Rhin, calculé en m^3 seconde pour la période 1808-1913, est égal à 1013; le débit moyen journalier pendant la même période tombe pendant l'hiver à des minima oscillant suivant les années entre 250 et 450, tandis que les maxima de ces débits moyens journaliers en été varient entre 1800 et 4000 m^3 seconde. Le minimum constaté comme débit moyen journalier, le 28 février 1858, est égal à 205 m^3 seconde; le maximum constaté, le 18 septembre 1850, est égal à 5642 m^3 seconde.

Quant aux variations de débit diurnes qui se produisent à Bâle, elles sont très souvent déterminées par la manipulation des écluses soit au barrage des forces de Wylen-Augst, soit aux barrages édifiés en travers du Rhin plus en amont. Ces influences se font naturellement surtout sentir alors que le débit du Rhin est faible.

Les maxima extraordinaires du Rhin se présentent en général à la suite de crues rapides, qui sont dues tantôt à un gonflement des cours d'eau dans les régions élevées par une exagération de la fusion, tantôt à une augmentation du débit des cours d'eau de la région inférieure et moyenne par suite de chute de pluie simultanément avec une fonte de la neige.

En se servant des levers assez nombreux qui ont été faits à différentes époques dans le lit du Rhin, M. Ghezzi a cherché à déterminer le sens des modifications qui se sont produites dans le lit et particulièrement de celles qui ont influé sur le profil longitudinal. Il a pu établir qu'une érosion sensible se produit jusqu'à l'époque actuelle; cette érosion augmente d'importance vers l'aval, en particulier à partir de l'embou-

chure de la Birse, de sorte que l'inclinaison du profil longitudinal à Bâle tend à augmenter. Quant aux charriages des alluvions, il est important et varie, comme de juste, considérablement avec le débit du fleuve.

Après un court chapitre consacré à la nappe phréatique de la vallée du Rhin, M. Ghezzi résume ses observations. Il constate que l'abaissement du niveau du Rhin est dû à une érosion du lit et il rattache celle-ci aux travaux de correction entrepris sur le cours du fleuve en Allemagne depuis 1817 jusqu'à 1870. Du reste, les changements intervenus dans le profil du fleuve à Bâle ne sont que de faible importance. D'autre part, il montre que les nombreux travaux entrepris en amont de Bâle soit sur le cours du Rhin, soit sur celui de l'un ou l'autre des affluents, soit sur les lacs du bassin rhénan n'ont pas apporté de modifications importantes et durables dans les conditions générales de l'écoulement du fleuve.

Lacs.

A la suite d'une longue série d'observations, commencée déjà en 1908, M. O. Lütschg (**24**) a publié une étude monographique du **Lac de Märjelen**, de son alimentation, de son barrage par le glacier d'Aletsch, de ses variations de débit et de ses émissions.

Après avoir rappelé brièvement les divers types de lacs glaciaires qu'on rencontre dans les Alpes, l'auteur donne une description géographique et géologique détaillée du lac de Märjelen, situé dans la vallée du même nom, entre le massif des Fiescherhörner et l'Eggishorn et barré par le glacier d'Aletsch. Ce lac, le plus beau et le plus considérable des lacs de barrage glaciaire des Alpes suisses, a une forme triangulaire avec une longueur de 1600 m. et une largeur de 500 m. aux hautes eaux. Le glacier qui le barre le domine d'une paroi haute de 60 à 80 m. suivant les moments. Son bassin a été modelé par un bras du glacier d'Aletsch, qui, par la vallée de Märjelen, rejoignait le glacier de Fiesch. Son écoulement se faisait autrefois exelusivement par les crevasses du glacier, sauf aux hautes eaux, alors que le lac débordait vers l'E. dans le bassin du Fieschbach. Actuellement l'écoulement a été réglé par le forage d'une galerie et le niveau des hautes eaux considérablement abaissé, mais ces travaux n'ont pas supprimé le trait caractéristique de l'émission, qui consiste en ceci que périodiquement, par suite d'une ouverture plus large des conduits à travers la glace, le lac se vide brusque-

ment, de façon plus ou moins complète, déterminant des crues subites de la Massa et du Rhône souvent très dangereuses.

M. Lütschg a étudié en détail la corrosion de la glace par l'eau au contact du lac et du glacier. L'eau agit d'abord par sa température, déterminant un recul par fusion du pied de la paroi de glace et, par suite, des éboulements fréquents de la partie supérieure. Les vagues déterminées par la chute des blocs de glace peuvent en outre contribuer à détacher soit les parties surplombantes, soit les aspérités saillantes de la surface corrodée. Les crevasses par lesquelles l'eau du lac pénètre dans le glacier sont surtout nombreuses vers la partie moyenne de la paroi de glace; elles subissent du fait de la circulation de l'eau une corrosion, qui dépend de l'intensité de cette circulation; elles subissent d'autre part de constantes modifications du fait du mouvement du glacier. Lorsque le niveau du lac monte, l'écoulement principal de l'eau se fait entre le pied de l'Eggishorn et le glacier suivant une crevasse marginale.

Pour apprécier exactement les variations de niveau du lac de Märjelen, M. Lütschg a été amené à faire le lever géodésique de tout le territoire ambiant et à pousser le plus loin possible dans le détail la morphométrie du bassin lacustre. Celle-ci a été déterminée soit d'après les observations ordonnées en 1878 par le gouvernement du Valais à la suite d'une débâcle qui vida le lac, soit d'après des observations personnelles faites en 1913 après une débâcle semblable.

Lors des crues les plus fortes le lac a atteint une longueur de 1640 m., une largeur maximale de 460 m., une profondeur maximale de 78,55 m., une profondeur moyenne de 23,3 m. L'ancien bassin du lac était divisé en deux parties d'inégale grandeur séparées par un seuil rocheux; la partie supérieure, plus petite, est devenue un lac indépendant, l'Obersee, tandis que la partie inférieure forme le Hintersee, qui s'appuie directement au glacier et comprend les plus grandes profondeurs. Si le niveau du Hintersee s'abaisse encore, les eaux découvrent entre les deux lacs un territoire morainique, que traverse le ruisseau descendant de l'Obersee, jalonné de petits étangs.

Les variations de niveau du lac ont été observées seulement d'une façon intermittente, les observations les plus nombreuses ayant été faites en 1913. Pour le Vordersee ces variations se réduisent à fort peu de chose avec un maximum en juin de 2352,52 m. et un minimum en février de 2352,33

mètres. Pour le Hintersee au contraire, les variations sont extrêmes, puisque le lac peut se vider complètement, en ne laissant qu'un petit étang barré par une moraine, ou s'élever au contraire jusqu'au niveau de 2346 m., correspondant à une profondeur maximale de 52 m. Avant les travaux de correction, en 1878, le niveau s'est même élevé jusqu'à 2366,55 m. Normalement, le niveau monte d'abord lentement, puis plus rapidement, de décembre à juin ou juillet, puis il baisse de nouveau, mais cette variation régulière peut être complètement modifiée par les débâcles sous-glaciaires qui se produisent en été.

Aux variations de niveau saisonnières s'ajoutent des variations diverses surtout sensibles pendant les journées chaudes de l'été avec un maximum dans la 2e moitié de l'après-midi, et un minimum le matin. En outre des variations irrégulières sont déterminées soit par la chute dans l'eau de gros blocs de glace, soit par de fortes chutes de pluie.

M. Lütschg a cherché à préciser les conditions du mouvement du bord du glacier qui touche au lac de Märjelen. Une série d'observations, faites en août 1912, lui ont donné comme valeur de la progression journalière 0,357 m., valeur qui paraît très forte pour une vitesse marginale, mais qui s'explique par la forme convexe du flanc du glacier en cet endroit. L'auteur a réuni aussi quelques données sur les variations d'épaisseur du glacier à proximité du lac, qui influent directement sur le niveau de celui-ci, et sur les déplacements qu'a subis la paroi de glace barrant le lac, mais ces données sont forcément très incomplètes.

En août 1913, alors que les lacs de Märjelen étaient réduits à un minimum, M. Lütschg a étudié le quotient d'évaporation soit sur la surface de l'Obersee, soit sur celle du petit étang morainique, qui représentait le seul reste du Hintersee. Il a obtenu pour l'évaporation diurne une valeur de 3,60 mm. sur l'Obersee, de 2,06 pour le Hintersee; de ces valeurs les $^2/_3$ représentent l'évaporation pendant le jour, $^1/_3$ l'évaporation pendant la nuit. La différence dans la valeur de l'évaporation sur les deux lacs s'explique facilement par la différence de température de l'eau, qui atteignait 4°.

Dans un chapitre spécial M. Lütschg traite la question de l'élévation lente du niveau, qui se produit dans la règle au lac de Märjelen inférieur entre décembre et avril. Il attribue ce fait en première ligne à une suppression presque complète de la corrosion de la glace par l'eau du glacier, qui fait que d'une part les conduits à travers la glace se referment, que

d'autre part le recul de la paroi ne se produit à peu près plus. Cette dernière circonstance est encore accentuée par l'élévation du profil du glacier qui se présente en hiver, en sorte que tout naturellement la glace avance dans le bassin lacustre. En second lieu M. Lütschg fait remarquer que l'alimentation du Hintersee se fait en hiver surtout par des eaux circulant souterrainement dans les éboulis. Enfin il a constaté une élévation du niveau de l'eau due simplement à ce fait que le radeau flottant qui couvrait le lac, ayant été chargé de neige, a exercé sur l'eau une pression de plus en plus forte et a fait ainsi monter le niveau autour de lui.

M. Lütschg a cherché à établir les quantités d'eau qui se concentrent dans le bassin de Märjelen, mais considère les valeurs obtenues comme tout à fait provisoires. Il discute le caractère chimique des eaux des lacs, qui réside dans une très faible teneur en éléments dissous, caractère qui est déterminé par le mode d'alimentation et la nature lithologique des deux bassins. A propos des variations de température, il fait ressortir le contraste frappant qui se manifeste entre le Hintersee et le Vordersee. Dans le Hintersee, grâce à l'influence de la muraille de glace qui le borde et des glaçons flottants, la température de l'eau reste le plus souvent égale à 0° ou très voisine de ce chiffre ; elle ne s'élève qu'exceptionnellement, pendant les périodes les plus chaudes-au-dessus de 2° et ne paraît pas dépasser jamais 3°. Dans le Vordersee les variations sont limitées entre 0° et 12°. Quant à la répartition de la température avec la profondeur les deux lacs diffèrent aussi notablement. Dans le Vordersee on peut nettement constater un abaissement progressif de la température de l'eau avec la profondeur en été, au contraire une élévation pendant l'hiver. Dans le Hintersee l'eau étant constamment mise en mouvement par diverses causes, en particulier par la chute des glaçons, la température varie peu avec la profondeur.

En relation avec l'étude des variations de température de l'eau, M. Lütschg a entrepris celle des conditions de la congélation des deux lacs de Märjelen ; il a fait ressortir les influences très importantes qu'exercent ici les chutes de neige, les variations de niveau de l'eau hivernales (ascension pour le Hintersee, affaissement pour le Vordersee), les mouvements de l'eau provoqués dans le Hintersee soit par la poussée du glacier, soit par la chute de glaçons, etc... ; il a d'autre part prêté une attention particulière au fait que sur les deux lacs on peut trouver plusieurs couches de glace séparées par

des couches d'eau et de neige et l'explique d'une part par une montée de l'eau du lac au-dessus de la glace par des fissures de celle-ci, d'autre part par des chutes de pluie et de neige allernatives, ou par la fonte partielle de la neige récemment tombée. A la suite des observations faites dans ce domaine sur les lacs de Märjelen l'auteur en cite un grand nombre d'autres faites sur les autres lacs alpins des grandes altitudes par tous ceux qu'a préoccupés cette question. Il montre ainsi que les conditions de congélation des lacs alpins dépend non seulement de l'altitude, mais de la durée de l'insolation, de l'action très variée des vents, de l'influence des affluents, de l'étendue et la profondeur de la nappe d'eau, de la quantité des chutes de neige, etc... Il remarque en terminant que la couche de glace ne peut pas s'épaissir au delà d'une certaine valeur, car plus la glace s'épaissit plus la protection qu'elle exerce contre le refroidissement de l'eau sous-jacente devient efficace.

Dans le chapitre suivant M. Lütschg examine la couleur et la transparence des eaux de Märjelen, mais les observations peu nombreuses faites sur ce sujet ne permettent guère que de constater la grande variabilité de ce caractère. Puis l'auteur consacre plusieurs chapitres à l'étude de l'écoulement sous-glaciaire du lac et aux débâcles qui, périodiquement, ont déterminé une vidange à peu près complète du bassin. Il a réuni tous les renseignements qu'il a pu trouver sur les débâcles successives survenues de 1841 à 1913; il a cherché à préciser pour différentes débâcles la rapidité de l'écoulement et les dimensions des conduits nécessaires à cet écoulement et est arrivé à montrer que, non seulement d'une débâcle à l'autre, mais même entre les phases successives d'une même débâcle, les conditions de l'écoulement varient dans des proportions considérables, ce qui s'explique facilement par l'érosion effectuée par l'eau d'une part, et d'autre part par les effondrements survenant dans les parois de glace et par l'obstruction des conduits par les glaçons.

M. Lütschg a suivi pour les débâcles du 9-10 juillet 1892, du 23-24 septembre 1895, du 8-10 septembre 1900, d'août-septembre 1901 et du 15-16 août 1905, le passage des crues accidentelles aux stations de Brigue, de Sion et de la Porte du Scex; il s'est servi également d'observations faites sur la Massa à Gebidem, à Bitsch et à Granges; il a réuni ainsi d'intéressantes données sur la marche des crues soit sous le glacier, soit en cours d'eau libre dans la Massa et dans le Rhône.

Quant aux causes des débâcles, M. Lütschg en distingue trois : la première est un débordement du lac par-dessus le glacier aux hautes eaux ; elle se produit d'autant plus rarement que le niveau du glacier s'abaisse davantage et n'est, pour ainsi dire, plus intervenue depuis l'ouverture de la galerie de sûreté ; la deuxième cause est l'ouverture de crevasses déterminée par le mouvement du glacier ; la troisième est la corrosion de la glace par l'eau du lac et l'élargissement des ouvertures qui en résulte. De ces causes, les deux dernières se font sentir surtout en été, ce qui fait que les débâcles se sont produites surtout pendant la seconde moitié de la saison chaude. D'autre part, l'écoulement sous-glaciaire a été à diverses reprises influencé d'une façon très nette par l'existence d'échines rocheuses amorcées au pied de l'Eggishorn et qui ont barré le passage à l'eau pendant des durées plus ou moins longues.

Pour compléter son exposé, M. Lütschg a donné un aperçu de tous les actes concernant les travaux de régularisation du niveau de l'eau entrepris à Märjelen, travaux effectués une première fois en 1828 sous la forme d'un canal au travers du seuil de Fiesch, une seconde fois pendant la période de 1890-1895 sous la forme d'une galerie située à un niveau plus bas.

L'auteur définit ensuite les caractères des deux vallées du Fiescherbach et de la Massa ; à propos de la première, il cherche à faire ressortir la part qui revient au torrent et celle qui revient au glacier dans la genèse des formes actuelles ; il étudie en particulier les seuils rocheux qui se succèdent de l'amont vers l'aval et confirme que les versants de la vallée montrent nettement les traces de 4 systèmes de terrasses superposés. A propos de la vallée de la Massa, il montre l'importance du retrait des glaciers d'Aletsch dans la dernière période, et il décrit sommairement les fameuses gorges de la Massa. M. Lütschg a en outre réuni de très nombreux renseignements sur ces vallées, sur leur extension, sur les profils transversaux des ravins, sur l'utilisation industrielle des eaux, sur l'altitude moyenne et la répartition des altitudes dans les deux bassins, etc...

M. Lütschg donne un important développement à son étude des variations de débit du Fiescherbach et de la Massa, en se basant surtout sur les observations faites depuis 1896 aux stations limnigraphiques de Fiesch sur le Fiescherbach, de Bitsch et de Gebidem sur la Massa. Il établit des tableaux des débits moyens mensuels de ces deux cours d'eau qui,

après un minimum en février, grossissent d'abord lentement, pour atteindre un maximum en juillet et août, puis subissent une réduction d'abord rapide, puis lente, jusqu'au minimum d'hiver.

Le débit d'été des deux cours d'eau est fonction de la température et n'est influencé qu'accidentellement d'une façon sensible par les précipitations aqueuses. D'autre part, le débit du Fiescherbach est relativement plus fort que celui de la Massa en été, lorsque la température est élevée, plus faible lorsque la température est basse. Ces différences s'expliquent par l'extension plus grande des altitudes comprises entre 1500 et 2000 m. dans le bassin d'alimentation du Fiescherbach, par la forme plus resserrée de la vallée de ce cours d'eau, par l'inclinaison plus forte de son profil et par le caractère fortement crevassé du glacier, autant de facteurs qui favorisent l'ablation et activent l'écoulement.

Dans son dernier chapitre, M. Lütschg étudie la question des minima de débit pour le Fiescherbach et la Massa, en prenant comme points de comparaison des observations faites sur d'autres cours d'eau. Il distingue les *minima ordinaires*, les *minima extraordinaires* et les *minima moyens*.

Les causes les plus fréquentes des minima extraordinaires sont : 1° des chutes de neige très sèche, qui absorbe l'eau superficielle, 2° la congélation partielle de l'eau des torrents, 3° les avalanches qui barrent tout ou partie des cours d'eau, 4° une absorption particulièrement forte de l'eau par un sol sec.

Quant aux minima normaux de l'hiver, ils s'expliquent par la forme presque exclusivement neigeuse des précipitations atmosphériques et par la suppression presque complète de la fusion des névés et glaciers. Les cours d'eau glaciaires ne sont pour ainsi dire plus alimentés que par des sources ; en outre, les glaciers ont le pouvoir de retenir une quantité importante de ces eaux, ce pouvoir variant avec les étendues relatives des glaciers et des névés, avec le profil longitudinal et en général la forme des vallées glaciaires, etc. C'est à l'intervention de ces diverses influences qu'il faut attribuer la différence notable qui existe entre le minimum normal de la Massa (0,25-0,77) et celui du Fiescherbach (0,3-0,7).

M. Lütschg a complété cette étude du régime des cours d'eau glaciaires en l'étendant à une grande partie du bassin du Rhône supralémanique et à d'autres bassins de cours d'eau glaciaires.

Ajoutons en terminant que le volume de M. Lütschg est

enrichi d'un fort bel atlas, comprenant de nombreuses photographies et une série de tableaux.

M. L. Collet (14) a cherché à préciser le tracé de l'émissaire souterrain du *lac de Seewli*, situé au pied N de la Grande Claride. Ayant versé de la fluorescéine dans un des entonnoirs de la rive droite, il a observé 21 heures plus tard une coloration très nette des sources de la Stille Reuss entre Schattdorf et Erstfeld, tandis que les sources de l'Evibach, que M. Staub considérait comme émissaires du lac, n'ont marqué aucun signe de coloration. M. Collet considère pourtant que ces dernières sources sont alimentées, elles aussi, par les eaux du lac de Seewli s'engouffrant dans d'autres entonnoirs que celui qui a servi à l'expérience.

Dans un très bref rapport, M. F. Zschokke (34) a signalé la continuation des études de plankton entreprises depuis plusieurs années dans le lac de Saint-Moritz.

Infiltrations et sources.

M. C. Guci (19) a entrepris une série de recherches sur différentes sources du canton de Genève dans le but de déterminer l'allure des variations que présente leur composition chimique.

Dans la brochure consacrée à l'exposé de ses résultats, l'auteur commence par indiquer la méthode qu'il a suivie pour ses prises d'eau et ses analyses. Les résultats des analyses sont donnés tels quels en $Si\ O_2$, $(Al_2\ Fe_2)\ O_3$, $Ca\ O$, $Mg\ O$, SO_3, Cl, Oxydabilité, O, CO_2, mais M. Guci a en général calculé les quantités contenues en solution des principaux sels $Ca\ SO_4$, $Ca\ CO_3$, $Mg\ CO_3$, $Na\ Cl$.

La première source étudiée est celle d'Aiguebelle, au pied du Petit Salève, sur territoire français, qui est essentiellement calcaire. Des analyses faites de janvier à juillet ont permis de constater des variations peu étendues avec un maximum de la quantité des éléments dissous en janvier, un minimum en juillet et août.

La seconde source étudiée est la source Marsis, aux Eaux-Vives, qui sort de la moraine ; ses eaux contiennent en solution en première ligne $Ca\ CO_3$, avec des quantités importantes de $Ca\ SO_4$, de $Mg\ CO_3$ et de chlorures alcalins. Les variations dans la composition sont de nouveau ici peu étendues.

M. Guci donne ensuite les résultats de ses analyses sur plusieurs sources situées entre Arve et Rhône, dans les communes de Cartigny, de Bardonnex, de Bernex, de Perly, de

Certoux et de Troinex. Toutes ces eaux sortent de formations glaciaires ou fluvio-glaciaires ; elles contiennent toutes une quantité prédominante de Ca CO_3, mais diffèrent sensiblement par leur teneur en Mg, en SO_3, en chlorures alcalins. M. Guci a fait l'étude de plusieurs sources sortant près du pied du Salève, dans la région de Bossey et Crevin ; à l'E de Genève il a étudié les eaux des communes de Vandœuvres, de Meinier et Gy, de Collonge-Bellerive et Hermance ; ces eaux sont en partie très séléniteuses. Enfin, au N du Rhône, M. Guci a pris en considération quelques sources captées dans le territoire des communes de Vernier, de Grand et Petit-Saconnex et de Pregny.

D'après les résultats obtenus, M. Guci établit que dans les eaux de source qu'il a étudiées, le résidu sec varie dans des proportions considérables, de 730 à 216 milligrammes par litre, la quantité variant le plus souvent entre 500 et 300 milligrammes. Lorsque les sels dissous sont en quantité faible, la prépondérance du Ca CO_3 est particulièrement marquée ; lorsque la quantité des sels dissous augmente au-dessus de 300 milligrammes, la magnésie d'une part, le SO_3 d'autre part deviennent plus abondants, la silice se trouve presque toujours en quantité relativement considérable, ainsi que le fer et l'alumine, l'oxydabilité est en général forte. Enfin il existe quelques sources franchement séléniteuses. Toutes ces eaux ont du reste une parenté évidente, qui s'explique facilement, puisque leur circulation souterraine se fait dans tous les cas dans des conditions analogues, au travers des terrains glaciaires.

En second lieu les analyses de M. Guci ont permis de constater toujours une constance remarquable dans la composition de chaque source, qui contraste de façon frappante avec la variabilité de la composition des eaux courantes.

Les nécessités hygiéniques qui ont surgi du fait des longues périodes de service actif des troupes suisses soit dans le Jura bernois, soit dans certaines régions de la frontière S ont provoqué l'*étude géologique des eaux d'alimentation* dans divers territoires.

Sous la direction de M. A. Buxtorf, MM. P. Christ, W. Grenouillet, T. Keller et K. Weckerle ont fait une étude de ce genre dans le bassin de la Birse, en amont de Soyhières et dans les Franches Montagnes (**13**).

Le caractère général des eaux de cette vaste étendue réside dans le fait qu'elles circulent presque exclusivement ou bien à la surface, ou bien surtout dans des conduits largement

ouverts dans les masses calcaires et qu'elles ne subissent ainsi aucune filtration, ni aucun ralentissement dans leur écoulement. Les sources ont donc des allures essentiellement torrentielles et fournissent des eaux souvent troubles et jamais épurées des infections qu'elles ont pu subir pendant l'infiltration. La valeur d'une source dépend ainsi avant tout de la nature de son bassin d'alimentation.

Il est du reste impossible de résumer ici la petite brochure de MM. Buxtorf, Christ, Grenouillet, Keller et Weckerle, qui est essentiellement un Guide à l'usage des troupes cantonnées dans les nombreuses localités des environs de Delémont, de Moutier, Tavannes et Saignelégier.

M. A. Buxtorf a publié une notice analogue sur les eaux alimentaires de l'Ajoie, en se servant d'un rapport détaillé sur le même sujet qu'avait préparé M. F. Koby (**12**).

MM. L. Collot, W. Kilian et Ph. Zurcher (**17**) ont publié sur les venues d'eau qui se produisirent dans le *tunnel du Mont d'Or* une intéressante notice, de laquelle j'extrais les renseignements suivants.

Les venues d'eau se produisirent sur deux points dans la traversée des calcaires suprajurassiques, au kilom. 4.123 et au kilom. 4.407 à partir du portail suisse. La première sortie d'eau eut pour conséquence la disparition rapide des sources du Bief Rouge, près de Métabief; la seconde, plus considérable encore et dont le débit dépassa 10 000 litres par seconde au début, eut pour effet de réduire dans des proportions très fortes la venue d'eau primitive, quoique celle-ci eût lieu à un niveau plus élevé.

Des travaux difficiles, mais effectués avec un plein succès, permirent de boucher complètemeut les venues d'eau dans le tunnel et de rendre en même temps leur débit normal aux sources du Bief Rouge.

En tenant compte du temps compris entre l'obstruction complète des venues d'eau dans le tunnel et la réapparition des sources du Bief Rouge et de l'allure de l'accroissement de la pression manométrique de l'eau sur le barrage effectué, les auteurs ont cherché à évaluer le volume des cavités qui ont été vidées par les venues d'eau. Ils estiment ce volume égal à celui d'une colonne de 79 m. de hauteur (différence de niveau entre le point d'émergence dans le tunnel et la sortie des sources) et de 27 m. de côté; ils évaluent le maximum de la superficie des vides à divers niveaux à une surface de 1500 à 1600 m^2.

Des deux conduits d'amenée de l'eau du tunnel, le premier

atteint (kil. 4.123) est une fissure peu élargie par la corrosion et qui était encombrée de dépôts argileux ; l'eau devait donc y être stagnante. Le second conduit (kil. 4.407) au contraire avait une section large, pouvant aller jusqu'à 5 m², et ses parois portaient des signes évidents d'érosion, qui impliquent de forts courants d'eau ; son profil en long était peu accidenté, tandis que son cours en plan horizontal comportait des sinuosités accusées.

L'on n'a pas trouvé de relation entre des dislocations préexistantes et les conduits souterrains, qui sont essentiellement le fait de la corrosion. Les observations faites prouvent que beaucoup de cavités ont été subséquemment comblées par des dépôts argileux, les courants actifs ayant cessé d'y passer. Tout indique que le volume des cavités relativement à celui des calcaires reste très petit et la réussite des travaux d'obturation démontre que le massif calcaire est de nature intime imperméable.

En terminant, les auteurs mettent en garde les géologues contre les prédictions trop positives sur les venues d'eau à prévoir pendant la traversée d'une chaîne calcaire.

Glaciers.

Dans le rapport annuel de la commission des glaciers M. Alb. Heim (22) a malheureusement dû annoncer que, par suite de la mobilisation du personnel intéressé, les mensurations habituelles du glacier du Rhône ont été interrompues en 1914.

M. P.-L. Mercanton (25) a publié les principaux résultats d'une série d'observations faites en 1914 sur quelques glaciers suisses, qui ont montré que la tendance à la crue qui se manifestait l'année précédente s'étend et s'accentue.

M. A. de Quervain (26) a rendu compte brièvement de la façon dont ont été organisées en 1914-15 les observations nivométriques dans les Clarides par les soins de la commission glaciologique de Zurich.

Evolution topographique.

Il convient de citer brièvement ici un travail considérable entrepris par M. H. Wegelin (33) et qui a consisté à rechercher toutes les modifications dans les formes de la surface qu'a subies le territoire du canton de Thurgovie pendant les 18e et 19e siècles.

Dans le premier chapitre de son exposé l'auteur donne une revision critique de toutes les cartes topographiques élaborées depuis le 17e siècle dans le territoire en question. Puis, après un chapitre consacré aux variations des limites politiques du canton, il aborde la question de l'hydrographie, la commençant par une étude du lac de Constance, de ses variations de niveau, du recul de ses berges, surtout sensible dans la région d'Arbon et de Romanshorn sous l'influence des vagues poussées par le vent du N-E, des apports effectués par les affluents et de l'accroissement des deltas. Il parle également des dépôts de tufs, qui se forment en particulier dans les environs de Constance et de Stein.

M. Wegelin fait une étude des cours de la Thur, de la Sitter et de la Murg, de leur régime et des transformations qu'ont subies ces rivières du fait soit de leur évolution naturelle, soit des travaux de régularisation, dont elles ont été l'objet ; puis il fait une revision analogue de tous les cours d'eau secondaires de la Thurgovie. Il signale à cette occasion l'utilisation étendue des cours d'eau qui est faite dans des buts industriels ou agricoles.

Nous trouvons en outre dans cette brochure de nombreux renseignements concernant l'infiltration superficielle, la répartition des cultures et en particulier l'extension des forêts, etc.

Séismes.

Le rapport sur les tremblements de terre ressentis en Suisse en 1913, rédigé par M. A. de Quervain (30) a subi un certain retard, à cause de la réorganisation de notre service séismologique et n'a paru qu'en 1915.

Ce rapport nous montre d'abord que M. de Quervain a su donner une nouvelle impulsion à l'observation des macroséismes, en s'assurant des correspondants nombreux et bien instruits. Il établit ensuite la liste de 34 séismes constatés dans notre pays en 1913.

D'après cette liste nous pouvons constater d'abord que c'est toujours le territoire des Grisons qui montre la plus grande instabilité avec 13 macroséismes. La séismité a été relativement faible dans cette région pendant les 8 premiers mois de l'année, elle a été la plus forte en décembre avec 9 séismes, dont 3 assez importants.

Le N-E de la Suisse a été affecté par 12 macroséismes, particulièrement fréquents de juillet à septembre. Sur ce nombre 2 ont présenté une aire d'ébranlement considérable, comprenant aussi l'Allemagne du sud.

La vallée du Rhône et le bassin supérieur du Léman ont été relativement stables avec seulement 4 séïsmes.

Des 5 autres séismes constatés dans le reste de la Suisse, 3 l'ont été aux environs de Granges et méritent une étude spéciale.

Je ne puis citer ici que les tremblements de terre plus les importants ou ceux qui présentent un intérêt particulier; ce sont :

Un séisme, dont le foyer a été dans la Schwäbische Alb, mais qui a été ressenti dans la plus grande partie de la Suisse jusqu'aux Grisons d'une part, au canton de Vaud de l'autre. L'ébranlement s'est produit le 20 juillet, à 1 h. 07 m. après-midi.

Un tremblement de terre qui a affecté, le 6 octobre, à 11 h. 50 m. soir, la vallée de la Linth en amont de Glaris et celle de la Sernf.

Une secousse, qui fut ressentie le 10 décembre, à 2 h. 40 m. après-midi, entre Villeneuve et Vevey et dont le centre d'ébranlement fut à Montreux.

Deux séïsmes qui affectèrent le territoire des Grisons. Le premier se produisit le 10 décembre, à 11 h. 10 m. du soir; son centre d'ébranlement se trouvait à 10 kilomètres environ au S-W de Coire, entre le Domleschg et la Lenzerheide; il a été ressenti jusqu'à Glaris et Ragatz au N, dans le Praettigau, le Schanfigg, la Lenzerheide et l'Oberhalbstein à l'E., dans le bassin du Rhin postérieur au S. et dans les environs d'Ilanz et le Sernftal à l'W. Le second séisme affecta, le 22 décembre, à midi 38 m., à peu près la même région; dans le Domleschg, qui paraît avoir été la région épicentrale, l'intensité atteignit le degré 6; l'aire d'ébranlement fut notablement plus étendue, empiétant au N jusque dans le bassin du lac de Zurich et comprenant à l'W presque tout le bassin du Rhin antérieur. Ces 2 séismes font partie de tout un ensemble de tremblements de terre, qui se sont succédé, comme nous l'avons dit plus haut, pendant le mois de décembre dans les Grisons.

D'autre part, M. de Quervain a fait une étude spéciale des trois séismes purement locaux, qui ont affecté, le 1er juin, à 1 h. 56 m. ap. m., le 2 novembre, à 2 h. 50 m. m., et le 11 novembre, à 8 h. 59 m. m., les environs de Granges.

Le tremblement de terre du 1er juin a atteint, à Granges même, le degré d'intensité 4; il a été ressenti plus faiblement à Bettlach. Celui du 2 novembre a présenté un degré d'intensité de 6 à 7, et l'épicentre correspondant a dû se trouver

un peu au N de la ligne Granges-Bettlach. La secousse a été très sensible dans la partie S du tunnel du Moutier-Granges, alors en construction, et les eaux débouchant dans la galerie ont toutes été fortement troublées ; le choc a été encore nettement sensible jusqu'à Selzach vers l'E, jusqu'à Pieterlen vers l'W, tandis qu'il paraît s'être amorti très rapidement vers le S ; il a été par contre constaté nettement vers le N jusqu'à Court.

Le séïsme du 11 novembre a eu presque exactement la même intensité et la même aire d'extension que le précédent.

Les séismes de Granges présentent les particularités suivantes : ils ont affecté une région de grande stabilité ; ils ont présenté des épicentres très accusés, se correspondant exactement d'un séisme à l'autre, et autour desquels les isoséistes se suivent à intervalles extraordinairement petits du N au S. Ces faits impliquent un centre d'ébranlement très peu profond, et il est tout naturel de mettre celui-ci en connexion avec les travaux poursuivis en 1913 dans le tunnel de Granges. Ces travaux ont eu en particulier pour effet de vider des poches d'eau très considérables ; ils ont ainsi supprimé une pression hydrostatique évaluée à plus de 50 atmosphères qui agissait sur les roches ambiantes et ont déterminé une rupture d'équilibre qui a très probablement été la cause des ébranlements séismiques constatés.

M. de Quervain a profité en outre de ce que les deux séismes du 2 et du 11 novembre ont été très nettement enregistrés à Neuchâtel et à Zurich pour déterminer la vitesse de propagation réelle des ondes séismiques dans les zones superficielles de la terre.

Enfin, dans ce même rapport, l'auteur donne le tableau des séismes enregistrés à la station séismographique de Zurich, avec de nombreux renseignements sur les observations concordantes faites dans les stations des pays voisins.

Dans une courte notice séismologique, M. A. de Quervain (**27**) a traité d'abord la question du tremblement de terre qui a été signalé de nombreux points du territoire suisse le 28 juillet 1915, à 10 ¾ h. du soir, et a établi le fait qu'il ne s'agit pas d'un séisme véritable, mais d'un contre-coup d'une violente explosion de météorite, qui a dû se produire au-dessus de la Suisse centrale. L'effet de l'ébranlement d'air a été ressenti surtout au N et au NE du point d'explosion à cause des conditions momentanées de l'atmosphère.

M. de Quervain a, en second lieu, déterminé la profondeur du centre d'ébranlement d'un séisme qui a affecté, le 15 janvier 1914, le Domleschg ; ses calculs lui ont donné pour cette profondeur une valeur de 36 kilom.

M. A. DE QUERVAIN (28) a fait un exposé sommaire des méthodes qui sont appliquées dans les stations séismométriques et dans celle de Zurich en particulier pour l'étude des séismes.

En commençant, il rappelle que les séismogrammes comportent plusieurs sections correspondant chacune à un nouvel ébranlement et montre la relation directe qui existe entre la distance séparant le centre d'ébranlement du point d'observation et la longueur du diagramme qui est comprise entre le commencement de la première section ou « premier précurseur » et celui de la seconde section ou « second précurseur ». Il cherche à faire comprendre le rôle joué dans les mouvements séismiques par les ondes longitudinales, les ondes transversales et les longues ondes, ainsi que le mode de propagation de ces divers mouvements, soit en ligne directe par les couches profondes, soit en suivant la surface, où les ondes subissent de multiples réflexions.

M. de Quervain donne ensuite quelques renseignements sur les appareils fonctionnant dans la station de Zurich et dans celle de Neuchâtel. Enfin, il insiste sur l'importance des observations directes faites par chacun, à condition que la plus grande exactitude soit donnée à la détermination de l'heure de l'ébranlement ressenti. A ce propos il remarque que le fait qu'un tremblement de terre est sensible à nos sens dépend non seulement de son amplitude, mais plus encore de l'accélération du mouvement.

Dans une deuxième note, M. DE QUERVAIN (29) a publié les deux diagrammes des tremblements de terre enregistrés en Suisse en janvier 1915.

Le premier séismogramme correspond au grand tremblement de terre d'Avezzano du 13 janvier, qui n'a été ressenti directement nulle part en Suisse malgré une amplitude relativement grande. Le second correspond à un séisme ayant son centre entre Soleure, Bienne et Berthoud et ressenti dans une grande partie de la Suisse le 18 janvier.

M. CH. BÜHRER (11) a établi un catalogue des séismes ressentis dans la Suisse occidentale en 1912-1914. Les trois années considérées ont été marquées chacune par 4 séismes, du reste peu importants. On constate toujours une zone relativement instable, qui comprend la vallée du Rhône en

aval de Martigny, le bassin supérieur du Léman et se prolonge le long du pied du Jura.

Géothermie.

M. H. Schardt (32) a rappelé dans une courte notice la façon dont s'est posé le problème géothermique de la chaîne du Simplon et les observations qui ont été faites dans ce domaine pendant l'avancement de la galerie.

Pour avoir une bonne base d'observation, on a établi 200 stations thermométriques dans le tunnel et 14 stations à la surface aux différentes altitudes.

Les observations faites à proximité de la surface ont montré que la température moyenne du sol ne correspond le plus souvent pas avec celle de l'air; elle est presque toujours supérieure, ce qui s'explique par l'influence réchauffante des couches plus profondes; elle est exceptionnellement plus basse là où intervient l'influence refroidissante d'infiltrations ayant une température basse.

A propos des observations géothermiques faites dans le tunnel, M. Schardt constate la présence d'un relèvement maximum des isogéothermes, qui ne se place pas sous le point culminant du plan du tunnel, mais notablement plus au N, sous la dépression du Furggenbaumgletscher, là où le terrain s'est montré particulièrement sec et où les couches orientées parallèlement à la surface du sol exercent un maximum de résistance au rayonnement vers l'extérieur. De là les isogéothermes profondes s'abaissent d'une façon continue jusque sous l'Alp di Valle, sans être influencées par la crête du Monte Leone; elles marquent un axe de minimum très prononcé dans la zone des couches aquifères qui enveloppent le pli d'Antigorio. Dans la dernière partie du tunnel, vers le S. apparaît un second maximum, à partir duquel les isogéothermes se resserrent beaucoup jusqu'au val Devero.

En terminant M. Schardt insiste sur les difficultés qu'implique un problème géothermique, dès qu'il concerne une chaîne de composition lithologique hétérogène, et sur la nécessité, pour arriver à une solution quelque peu sûre, de connaître d'une part la température moyenne du sol en surface le long du profil à considérer, d'autre part la tectonique exacte de la chaîne, la répartition en profondeur des différentes formations qui entrent en ligne de compte et particulièrement la distribution des niveaux aquifères.

Variations de la pesanteur.

M. Alb. Heim (21) a cherché à préciser les relations qui existent entre les variations de la pesanteur et la structure géologique, en se basant sur les nombreuses données qu'a réunies pendant ces dernières années la commission géodésique suisse.

Partant de l'idée que la densité de la terre doit augmenter régulièrement avec la profondeur, l'auteur admet que les anomalies marquées de la pesanteur doivent être attribuées à des perturbations dans les zones concentriques de densité croissante ; il désigne ainsi sous les noms de synclinal de gravité et d'anticlinal de gravité les lignes suivant lesquelles la pesanteur est réduite ou accrue par un enfoncement ou une élévation des zones de densité. Ainsi les régions d'affaissement et celles dans lesquelles l'effort tangentiel a accumulé une grande épaisseur de formations superficielles seront caractérisées par un défaut de gravité, tandis que les horsts, les massifs centraux, les zones de racines seront marquées par un excès de gravité.

Les faits constatés par les observations de la commission géodésique suisse coïncident dans les grandes lignes avec ces déductions théoriques. Ainsi le massif de la Forêt Noire, profondément dénudé et exhaussé à la suite de cette dénudation par un mouvement vertical, montre un excès de gravité. De là la pesanteur diminue vers le S à mesure que croît l'épaisseur des formations sédimentaires jusqu'aux Alpes, et le fait que le ridement du Jura n'exerce ici aucune influence est une confirmation de plus de l'idée que ce ridement n'a affecté que les formations sédimentaires. Dans les régions alpines la pesanteur continue à diminuer du N au S, les isogammes suivant parallèlement la direction des grandes lignes tectoniques, jusqu'à une zone synclinale de gravité, qui longe à peu près la grande coupure longitudinale Martigny-Coire. De là la pesanteur augmente beaucoup plus rapidement qu'elle ne diminuait plus au N, en sorte que Locarno, comme Bâle, possède une gravité normale, et que, plus, au S, commence une région avec excès de gravité.

Ainsi la zone axiale du synclinal de gravité correspond à une zone d'empilement de nappes ; il se relie par une zone à isogammes très rapprochées à un anticlinal de gravité, qui correspond à la zone des racines des nappes internes, tandis que la gravité croît très lentement vers le N. L'asymétrie

du synclinal de gravité s'explique par l'asymétrie tectonique du système alpin.

Il est enfin intéressant de constater que le synclinal de gravité s'enfonce pour ainsi dire vers l'E d'une façon qui coïncide remarquablement avec l'enfoncement dans la même direction des éléments tectoniques. Dans le même ordre d'idées il est intéressant de voir que toutes les isogammes décrivent une courbe accusée au N dans la traversée du Tessin, là où un bombement transversal relève tous les éléments tectoniques.

D'après l'ampleur des anomalies de la gravité M. Heim calcule que l'enfoncement des zones de gravité sous le synclinal Martigny-Coire peut être évalué très approximativement à 5000-10 000 m., ce qui correspondrait assez bien à ce que l'on sait de la tectonique des Alpes.

Si donc les données recueillies sur les variations de la gravité cadrent remarquablement en général avec la structure tectonique, il est pourtant quelques cas dans lesquels cette coïncidence paraît faire défaut. Le fait le plus frappant à ce point de vue est l'influence presque nulle qu'exerce sur l'allure des isogammes la zone des massifs du Mont-Blanc et de l'Aar. Faut-il expliquer le fait en admettant que les massifs centraux ne reposent plus sur leurs racines ou qu'ils font partie eux-mêmes du système des nappes alpines, ou bien faut-il admettre que le plissement des massifs centraux a été si peu de chose relativement aux mouvements qui se sont produits dans les zones de racines des grandes nappes que leur influence sur la forme générale des zones de pesanteur n'entre presque pas en ligne de compte? M. Heim estime ne pas pouvoir encore résoudre la question.

M. Alb. Heim (20) a d'autre part brièvement commenté la carte des gravités en Suisse qui a été élaborée par M. Niethammer.

IIIe PARTIE. — TECTONIQUE. — DESCRIPTIONS RÉGIONALES

Jura et Plateau molassique.

M. Alb. Heim (43) a traité dans une conférence la question de la **tectonique générale du Jura**, telle qu'elle a été définie par les études récentes.

Dans un premier chapitre il a exposé les faits, qui démon-

trent que les plissements jurassiens ne se propagent pas en profondeur jusque dans le Cristallin, mais sont limités à un ensemble de sédiments, dont le Muschelkalk moyen forme la base. Il a défini le rôle de lit mobile qu'ont joué les formations particulièrement plastiques du groupe de l'anhydrite, qui se sont décollées de leur soubassement, se sont amoncelées dans les cœurs anticlinaux et se sont, au contraire, effilées ou même complètement déchirées sous les synclinaux.

M. Heim parle ensuite des trois principales formes de dislocations qu'on rencontre dans le Jura à côté des plis : les failles proprement dites, qui sont essentiellement développées dans le territoire du Jura tabulaire, les décrochements transversaux et les chevauchements, qui affectent surtout les chaînes jurassiennes. Examinant plus spécialement les décrochements horizontaux, M. Heim montre que ces dislocations, limitées à la région médiane du Jura, sont au nombre de dix et sont orientées en un éventail, dont l'angle est de 75° environ. Dans la règle, le rejet correspondant à ces fractures se traduit par une poussée au NW de la lèvre NE. Ces décrochements affectent surtout les chaînes internes et s'amortissent vers le NW ; pourtant, dans le Jura bâlois et argovien, on en trouve, qui coupent les chaînes externes, sans toucher à la première chaîne. Il y a de plus une régularité très nette dans la répartition de ces dislocations, en ce sens que la plus considérable, celle de Montricher-Pontarlier, occupe une position médiane, de part et d'autre de laquelle les autres se placent presque symétriquement. Il faut donc chercher une cause unique à la formation des décrochements, et cette cause est très probablement la tension longitudinale qui est résultée de la forme arquée du faisceau jurassien. On peut du reste admettre comme certain que les décrochements se sont produits avant la fin du ridement du Jura.

L'auteur développe ensuite l'idée que le faisceau jurassien est né d'une poussée unilatérale du SE au NW, ce qui se déduit d'abord de l'incurvation du faisceau dans son ensemble et de la plupart des chaînes envisagées séparément, puis de l'intensité décroissante du plissement du SW au NE, de la prédominance très forte des plis déjetés au NW et du recouvrement de la bordure du Jura tabulaire par les plis chevauchants de la zone de déferlement, enfin de l'orientation et de la forme des décrochements.

Dans une seconde notice consacrée à peu près au même sujet, M. Alb. Heim (44) commence par démontrer l'indépendance complète des failles qui coupent les chaînes juras-

siennes et qui sont nées pendant le plissement de la chaîne, relativement aux failles de tassement du Jura tabulaire qui sont notablement plus anciennes.

Parlant plus spécialement des décrochements horizontaux, M. Heim établit l'existence de dix dislocations de ce genre :

1° Les décrochements du Salève.

2° Le décrochement de Saint-Claude.

3° Le décrochement qui, de Champagnol, se dirige vers la Dôle, puis, paraît se diviser au N de ce sommet en deux fractures, l'une aboutissant à Gex, l'autre passant par Saint-Cergues.

4° Le décrochement de Mouthe.

5° Le grand décrochement de Vallorbe-Pontarlier, qui se suit sur 45 km. de longueur, à travers huit chaînes, avec une direction N-S. De part et d'autre de cette dislocation les éléments tectoniques correspondants ont pris des formes nettement différentes ; du côté E tous les éléments sont repoussés au N avec un rejet qui, de 2 km. environ vers Pontarlier, s'accroît jusqu'à 10 km. pour l'anticlinal Mont Tendre-Dent de Vaulion. Le décrochement prend tantôt la forme d'une cassure franche, tantôt plutôt celle d'une flexure.

6° Le petit décrochement très net qui coupe le Suchet et les Aiguilles de Baulmes.

7° Le faisceau de faibles décrochements du Col des Roches et des Brenets.

8° Le décrochement qui sépare, avec une direction N-S, la région de la Chaux-de-Fonds des Franches-Montagnes et qui commence vers le S par l'inflexion brusque de la chaîne du Mont d'Amin. Le rejet maximum, vers la Ferrière, est de $2\frac{1}{2}$ km. ; il se répartit du reste sur plusieurs plans de fracture.

9° Le faisceau de fractures qui affecte les chaînes de Saint-Brais et des Rangiers depuis Montmelon jusqu'à Asuel avec une direction SW-NE.

10° Enfin, un plan sinueux de décrochement, qui se suit par Gänsbrunnen, le Passwang et l'extrémité occidentale du Trogberg, en formant avec les chaînes un angle de 30-40° ouvert vers le N-E.

De l'étude d'ensemble de ces divers décrochements, M. Heim tire les mêmes conclusions, auxquelles il arrivait dans la notice précitée, sur la distribution et l'orientation de ces dislocations et sur leurs relations avec le ridement et l'étirement longitudinal des chaînes jurassiennes.

Il faut citer brièvement ici une notice dans laquelle M. J.

Favre (40) a fait ressortir l'influence exercée par les diverses formations géologiques qui constituent la surface du **Salève**, sur la distribution de la flore.

L'auteur établit les caractères des flores vivant :

1° Sur les terrains calcaires (Jurassique supérieur, Valangien, Hauterivien supérieur, Urgonien et éboulis qui dérivent de ces divers niveaux).

2° Sur les grès silicéo-calcaires de la Molasse.

3° Sur les alluvions fluvio-glaciaires alpines.

4° Sur les grès siliceux du Sidérolithique.

5° De la moraine alpine.

6° Des marnes de l'Hauterivien inférieur.

M. Favre a fait ressortir aussi l'influence qu'a exercée la tectonique du Salève sur la répartition de certains éléments floristiques et en particulier sur le développement des stations xérothermiques. Celles-ci existent en effet au pied de parois de rochers qui sont en relation les unes avec le jambage N redressé verticalement de l'anticlinal du Salève, les autres avec les nombreux décrochements transversaux qui coupent la chaîne en tronçons, dont chacun est avancé au NW relativement à celui qui le précède au SW.

M. H. Schardt (49) a exposé les résultats des observations qui ont été faites sur la structure interne de l'**anticlinal du Mont d'Or** pendant le forage du tunnel qui traverse cette chaîne.

Le premier fait important constaté est que, dans l'intérieur de la voûte unique du Jurassique supérieur, se développent deux anticlinaux de Dalle nacrée (Callovien).

La seconde observation concerne le synclinal de Longevilles, qui se divise en trois digitations et est compliqué dans son jambage méridional par une dislocation.

Enfin M. Schardt consacre quelques pages aux venues d'eau dans le tunnel et à l'arrêt des sources du Bief, ainsi qu'aux travaux qui ont rétabli la circulation souterraine antérieure de l'eau.

Après avoir visité à son tour les fameuses **poches hauteriviennes** de la première chaîne du Jura à l'W du lac de Bienne, qui ont donné lieu à une discussion prolongée entre MM. Schardt, Rollier et Baumberger, M. Alb. Heim (45) a émis sur la genèse de ces formations des idées nouvelles. Il a pu confirmer presque toutes les observations faites par MM. Schardt et Baumberger sur la nature des remplissages hauteriviens et sur la relation de ceux-ci avec le calcaire valangien encaissant ; il a pu se convaincre que le phénomène

des poches hauteriviennes est complètement indépendant du phénomène sidérolithique, qu'il ne peut en aucune façon être attribué à des actions glaciaires, mais qu'il ne peut pas non plus être expliqué par de simples déformations mécaniques, comme le voudrait M. Schardt.

Les faits sur lesquels M. Heim appuie son argumentation sont les suivants : les cavernes qui contiennent les poches hauteriviennes sont le fait de phénomènes de corrosion ; leurs remplissages paraissent se relier toujours aux marnes hauteriviennes en position normale ; les amas de débris valangiens considérés par M. Schardt comme brèches de dislocation sont des éboulis de cavernes ; les surfaces de glissement qui existent localement au contact du calcaire valangien et du remplissage hauterivien n'ont aucune relation avec les plans de glissement beaucoup plus étendus qui coupent le Valangien et qui ne coïncident qu'accidentellement avec le bord des poches ; l'encadrement valangien des poches a les caractères très nets d'une surface corrodée.

Ainsi M. Heim arrive à admettre la formation en profondeur dans le Valangien d'un système de cavernes et de galeries par l'action corrosive des eaux d'infiltration pendant la même époque pendant laquelle le phénomène sidérolithique se manifestait à la surface. Il suppose ensuite que sous l'influence de la charge créée par l'accumulation de la Molasse et plus encore des compressions déterminées par le soulèvement des chaînes jurassiennes, les masses plastiques de l'Hauterivien ont pénétré dans les vides préexistants, formant ainsi les poches, qui ne sont apparues à la surface qu'à la suite d'une longue phase de dénudation.

En terminant M. Heim parle d'une nouvelle explication des poches hauteriviennes, à laquelle est arrivé M. Schardt, mais sans la publier, qui suppose un creusement des cavités dans le valangien par corrosion superficielle, puis des glissements de couches qui auraient à la fois provoqué les remplissages hauteriviens et leur recouvrement par des bancs valangiens. Cette explication ne le satisfait du reste pas, parce que d'abord le toit des poches porte souvent lui aussi des traces de corrosion, parce qu'ensuite les formes si caractéristiques des poches hauteriviennes, explicables par des mouvements de couches en profondeur, ne peuvent pas dériver de glissements superficiels.

M. E. Baumberger (37) a publié une nouvelle série d'observations concernant la **bordure molassique du Jura entre Bienne et Granges.**

Parlant d'abord de la stratigraphie des dépôts molassiques, M. Baumberger distingue dans ce complexe les niveaux suivants :

1° La molasse alsacienne (Blättermolasse) repose directement sur les argiles et les sables du Sidérolithique et correspond au Stampien ; elle contient quelques coquilles d'*Unio vogti Sow.*, de *Melania grossecostata* Kl. et de *Neritina aperta* Loc. Les grès de ce niveau sont durs et richement micacés ; ils passent vers le haut à des marnes gréseuses, verdâtres ; ces couches prennent du reste un développement tout semblable à ce qu'on trouve soit dans la région d'Aarwangen, soit dans la vallée de la Dünnern.

2° L'Aquitanien se compose de molasses concrétionnées et de marnes bigarrées en alternances; il se distingue du Stampien par une proportion plus forte de l'élément argileux ; les lits marneux sont souvent intensément colorés en rouge.

3° Le Burdigalien, épais d'environ 100 m., commence par un banc de conglomérat ou de grès coquillier (Muschelsandstein inf.? ou Muschelnagelfluh), dont l'épaisseur peut aller jusqu'à 5 m.; ensuite vient la série de la molasse grise, comprenant des grès micacés, tendres, avec quelques lits de galets, sans intercalations marneuses ; celle-ci est surmontée par le grès coquillier supérieur, épais de 5 à 15 m. et qui contraste par sa dureté avec les couches sousjacentes. Ces dépôts forment deux bancs distincts séparés par des molasses grises et les grès tendres forment au-dessus d'eux une zone de 9 à 10 m. intercalée entre les grès coquilliers et la base du Vindobonien.

4° Le Vindobonien a été mis à jour de façon particulièrement favorable dans une tranchée de chemin de fer pratiquée près de Madretsch. Il est formé dans sa partie inférieure d'argiles marneuses et sableuses, de couleur grise, sans fossiles, épaisses de 125 m. Sa partie supérieure, qui correspond au Tortonien, comprend les niveaux suivants :

a) Molasses grises, tendres et micacées, contenant *Tympanotomus lignitarum* Eichw., *Limnea dilatata* Noulet, *Planorbis mantelli* Dunk., des débris d'Hélix et d'huîtres et des dents de squales (18 m.).

b) Un banc de grès avec conglomérats alpins, très durs, contenant : *Tympanotomus lignitarum*, *Vivipara curtisalaricensis* Mayer, *Mactra subtruncata*, var. *triangula* Ren., *M. nucleiformis*, etc... (1 m.).

c) Des molasses tendres avec des lits d'argile et des bancs de galets, contenant des coquilles d'huîtres et des dents de squales (21 m.).

d) Des molasses micacées et marneuses, avec des lits charbonneux contenant des débris de limnées et de planorbes.

e) Un banc riche en oxyde de fer contenant aussi des limnées et des planorbes, que surmonte

f) Une dernière zone de molasses tendres, épaisse d'une vingtaine de mètres.

Les argiles grises du Vindobonien inférieur ont été constatées déjà par M. Gerber au Jensberg ; elles remplacent dans cette région les couches fossilifères du Belpberg ; à cause des mauvaises conditions de leurs affleurements leur âge exact n'avait pas été reconnu ; elles avaient été en particulier attribuées au Tortonien. Le Vindobonien supérieur, seul fossilifère, doit être considéré comme formé entièrement de dépôts marins ou lagunaires, dans lesquels les organismes continentaux ont été entraînés par des courants.

M. Baumberger donne une liste complète des espèces de mollusques qui ont été récoltées dans le Tortonien ; cette faune comprend un mélange de formes marines, d'eau saumâtre et d'eau douce.

Dans la partie tectonique de sa description l'auteur commence par étudier suivant plusieurs lignes de profils le pied du Jura entre Pieterlen et Granges. Ici la voûte du Bözingerberg s'élève au pied de l'anticlinal du Stierenberg, de façon à amener à la surface le Jurassique supérieur ; les formations molassiques remplissent d'une part le synclinal d'Ittenberg entre les 2 voûtes, s'appuient d'autre part avec une forte inclinaison contre le jambage S de l'anticlinal du Bözingerberg.

D'après les dernières observations faites au Büttenberg, cette ligne de hauteurs présente une structure nettement synclinale ; en outre les couches s'y enfoncent longitudinalement vers le SW, en sorte que le Burdigalien, qui affleure vers le NE, disparaît sous un manteau d'Helvétien et de Tortonien ; le prolongement de ce synclinal vers l'W doit passer sous les les alluvions de l'Aar au S de Nidau.

Au S du synclinal du Büttenberg, M. Baumberger a reconnu l'existence d'une voûte surbaissée, passant d'abord entre Belmund et le canal de l'Aar, puis au N de Brügg et de Gottstatt ; cet anticlinal a été à peu près complètement abrasé et couvert de moraine ; il n'apparaît nettement que dans la région d'Orpund. Entre la voûte d'Orpund et celle du Jensberg doit se placer un synclinal passant à peu près par Belmund et Bürglen.

En terminant, M. Baumberger signale les sources qui sor-

tent au pied du Jura des calcaires suprajurassiques, en débordant tantôt par-dessus la tranche des couches purbeckiennes, comme cela est le cas au-dessus du lac de Bienne, tantôt par-dessus les dépôts molassiques, lorsque le Crétacique fait défaut, comme cela est le cas sur les flancs du Bözingerberg.

La dernière œuvre scientifique du regretté F. MÜHLBERG (46) a été la mise au point de la carte géologique au 1 : 25000 du vaste territoire qui s'étend depuis Olten et Oltingen à l'E jusqu'à Mumliswyl et Ziefen à l'W et qui comprend le faisceau des **plis du Hauenstein** avec leur avant-pays tabulaire.

Cette carte fait ressortir la convergence de tous les plis compris entre l'anticlinal du Lomont-Mont Terri et celui du Raimeux en une zone étroite, érodée presque entièrement jusqu'au Trias, qui est entassé sur lui-même en multiples écailles et qui chevauche largement au N sur le Jura tabulaire.

Ce dernier montre 2 formes de dislocation nettement indépendantes ; il est d'abord ridé dans sa partie S, où se développe en particulier l'anticlinal chevauchant du Nebenberg-Homberg ; il est d'autre part coupé par le prolongement des failles bien connues qui, a l'E du méridien de Bâle, se suivent avec une direction N-S depuis le Rhin jusqu'aux confins du grand chevauchement jurassien.

La partie méridionale du territoire figuré comprend le prolongement des chaînes du Graitery et du Weissenstein, les environs d'Olten et une partie du brachyanticlinal du Born.

Pour compléter sa carte M. Mühlberg a dessiné une série de coupes géologiques, qui ont été réunies en une planche, et a rédigé un court texte explicatif. Il a pu en outre terminer encore le commentaire détaillé de sa carte en 30 pages (47), destiné surtout à donner une idée des diverses formations géologiques existant dans le territoire considéré.

Parmi les formations pléistocènes l'auteur décrit plus spécialement les alluvions de la basse terrasse dans la vallée de l'Aar entre Oensingen et Olten, qui sont formées essentiellement de roches provenant du bassin de l'Aar. Les moraines wurmiennes ne s'étendent pas jusque dans la région de la carte, tandis que la moraine de fond rissienne prend une grande extension, soit au pied du Jura, soit dans l'intérieur des chaînes, soit sur la surface du Jura tabulaire. M. Mühlberg distingue deux niveaux d'alluvions plus élevés, celui de la période rissienne et celui de la haute terrasse.

Le Miocène n'apparaît dans la région considérée que dans le territoire du Jura tabulaire, où il comprend de haut en bas :

La Nagelfluh jurassienne, formée en majeure partie d'élé-

ments jurassiens, en petite partie de roches de la Forêt-Noire, dont l'épaisseur est très variable et qui peut passer latéralement à des grès.

Des marnes jaunâtres ou rouges, avec concrétions calcaires, qui sont bien développées près de Diegten.

Un calcaire d'eau douce, souvent un peu bitumineux, épais de 1 à 5 m., qui est tantôt intercalé à la base de la Nagelfluh, tantôt dans les marnes sousjacentes. Ce niveau, qui prend une grande extension, est caractérisé par une faune assez abondante avec *Mamlaria sylvana*, *Bythinia gracilis*, *Helix inflexa*. *Planorbis mantelli*, etc.

Un banc de grès ou de conglomérat rouge, épais seulement d'1 à 2 m., qui contient *Pecten ventilabrum* et *Ostrea lamellosa*.

L'Aquitanien prend un développement nettement différent dans l'intérieur des chaînes et au pied du Jura, où existe la molasse d'eau douce inférieure, et sur la surface du Jura tabulaire, où l'étage est représenté par le calcaire à *Planorbis pseudoammonius*. L'Eocène n'est représenté que par les formations toutes locales du Sidérolithique, auxquelles se mêlent parfois des conglomérats.

Dans la série suprajurassique on retrouve les niveaux bien connus des couches de Birmensdorf, des couches d'Effingen, des calcaires séquaniens à *Hemic. crenularis* et à *Perisph. achilles* et des calcaires kimmeridgiens. Dans la série médiojurassique on constate des variations de faciès importantes, dans le détail desquelles je ne puis entrer ici.

Le Lias n'apparaît guère que dans les chaînes jurassiennes; le Toarcien marno-calcaire y est extrêmement réduit; au-dessous de lui viennent les marnes à Posidonies avec *Am. margaritatus* et des calcaires foncés à *Aegoc. capricornu* et *Gryphea cymbium* : le Sinémurien comprend différents niveaux de calcaires foncés.

Le Rhétien est formé par des grès quartzeux à *Modiola minuta* très peu épais ; il est surtout bien développé près de Mumliswyl.

Le Keuper comprend dans sa partie supérieure des argiles bariolées avec bancs dolomitiques et gypse, dans sa partie inférieure un banc de dolomie cellulaire avec des marnes grises ; près de Waldenburg il est limité à la base par une bonebed.

Le Hauptmuschelkalk est encadré entre les 2 bancs dolomitiques qu'on trouve habituellement dans le Jura septentrional. La base du Trias dans les chaînes jurassiennes est formé par le groupe de l'Anhydrite.

A la suite d'une visite de la Société géologique suisse à la galerie du **tunnel de base du Hauenstein**, M. A. Buxtorf (38) a exposé brièvement les observations qui ont pu être faites pendant les travaux.

La galerie traverse successivement :

1° L'anticlinal déjeté du Dottenberg, au cœur duquel le Muschelkalk moyen et supérieur est replié en deux anticlinaux, et dont le jambage septentrional est renversé et extrêmement réduit.

2° Le synclinal de la Burgfluh, dont le jambage N recouvre directement, par le Trias moyen qui en forme la base, le Miocène du Jura tabulaire.

3° La série normale de la bordure interne du Jura tabulaire, qui est surtout intéressante par la transgressivité discordante du Miocène sur le Jurassique. A la base de la série transgressive apparaissent de curieux conglomérats, qui contiennent, outre les éléments provenant des roches sous-jacentes, des galets de quartzites et de granites d'origine probablement alpine. Ces dépôts ne doivent pas être confondus avec les conglomérats de base de l'Eocène jurassien ou avec la Nagelfluh jurassienne ; ils doivent appartenir au Miocène supérieur.

Il suffit de citer ici une notice, dans laquelle M. B. G. Escher a rendu compte des principaux résultats géologiques qui sont résultés du forage des tunnels du Grenchenberg et du Hauenstein. Se servant surtout des publications de M. Buxtorf, il a établi une comparaison entre les profils établis par expertise préliminaire et ceux qu'on a pu construire à mesure de la progression des travaux (39).

MM. A. Gutzwiller et Ed. Greppin (42) ont publié en 1915 la 1re partie de la carte géologique au 1 : 25 000 de la région de Bâle. La feuille parue comprend la vallée de la Birse de Bâle à Grellingen, la rive S du Rhin de Bâle à Pratteln et le plateau de Gempen, qui s'élève entre la Birse et l'Ergolz.

La vallée de la Birse, tapissée sur tout son fond par les alluvions de la Basse Terrasse, est limitée du côté de l'E par la grande faille-flexure bien connue, suivant laquelle les couches jurassiques apparaissent, brusquement redressées et revêtues vers l'W de formations oligocènes.

A l'E de cette dislocation s'élève le plateau de Gempen, qui représente un large môle très surbaissé, formé en grande partie par le Jurassique moyen et supérieur et dont les couches s'abaissent d'une part vers l'E du côté de l'Ergolz,

d'autre part vers l'W du côté de la Birse. Mais surtout ce plateau est sillonné par de nombreuses failles, dirigées pour la plupart du NE au SW. Ces failles ne forment pas ici un système aussi régulier que celui qui est connu dans le Jura tabulaire à l'E de l'Ergolz, en ce sens qu'elles sont moins continues et plus variables soit dans leur rejet, soit dans leur direction, en sorte que l'alternance des horsts et fossés est beaucoup moins franche.

La bordure septentrionale du plateau de Gempen est formée par la région de Lias et de Trias des hauteurs au S de Muttenz et de Pratteln, dans laquelle les contacts anormaux et les anomalies de plongement sont particulièrement fréquents.

Au point de vue stratigraphique la carte de MM. Gutzwiller et Mühlberg est particulièrement soignée en ce qui concerne les formations tertiaires et quaternaires. Elle est complétée au point de vue tectonique par trois coupes dirigées à peu près de l'W à l'E.

M. A. Amsler (35) a fait une étude détaillée de la région des chaînes jurassiennes situées directement au N d'Aarau, à cheval de la route de la Staffelegg, et des territoires adjacents du Jura tabulaire. Il a publié ses observations dans une importante notice accompagnée d'une carte au 1 : 25 000 et de nombreuses figures.

Dans un premier chapitre l'auteur rappelle que la série qui a pris part aux plissements jurassiens, dont l'épaisseur ne dépassait pas mille mètres, comprend alternativement des complexes calcaires et rigides (Muschelkalk supérieur et Dogger) et des complexes schisteux et plastiques (Groupe de l'Anhydrite, série du Keuper à l'Opalinien, Oxfordien-Argovien), qui se sont comportés tout différemment sous l'effort tangentiel et que par suite les masses rigides du Muschelkalk, du Dogger et du Malm ont pu prendre des formes discordantes, les zones plastiques ayant joué le rôle de masses mobiles et ayant favorisé la formation de nombreux plans de glissement ou de chevauchement. Dans les fréquents mouvements différentiels qui se sont produits entre les diverses parties de la zone plissée, il faut distinguer les glissements suivant un plan parallèle à la stratification, les glissements suivant un plan oblique, incliné jusqu'à 45° sur les couches, qui donnent lieu aux chevauchements et aux masses imbriquées, enfin les coulées en masse des formations plastiques vers les régions de moindre compression.

Dans un exposé sommaire de la bibliographie de la région, M. Amsler rend pleine justice au labeur si consciencieux de

F. Mühlberg, mais apporte aux interprétations du distingué géologue argovien de nombreux amendements.

L'auteur commence son exposé tectonique par la description de la zone anticlinale Sommerhalde-Bärnhalde-Staffelegg et montre que la structure en est notablement plus compliquée qu'on ne l'avait supposé jusqu'ici. Le Muschelkalk y forme 3 éléments tectoniques distincts : 1° une bande isoclinale, plongeant fortement au S, qui se suit de l'W à l'E par le versant N de la Sommerhalde et la crête de la Bärnhalde, pour disparaître sous le Keuper au S du Herzberg ; cette lame de Muschelkalk chevauche au N sur le synclinal d'Asperstrichen-Herzberg sans intercalation d'un jambage renversé ; 2° une bande isoclinale et normale, qui chevauche au N sur la précédente, forme le sommet et le versant S de la Sommerhalde, puis s'effile assez rapidement et disparaît avant d'atteindre la route du Benkerjoch ; 3° l'anticlinal du Benkerjoch, qui naît sur le dos de l'écaille précitée et ne tarde pas à disparaître aussi sous le Keuper un peu à l'E du Benkerjoch.

Ce faisceau d'écailles médiotriasiques est séparé du synclinal du Herzberg d'abord, vers l'W, par une mince lame de Keuper ; puis celle-ci s'élargit vers l'E, en même temps qu'une nouvelle écaille de Keuper et de Lias s'insinue entre elle et le Dogger du Herzberg. Ces deux unités imbriquées atteignent un maximum de puissance dans la région de la Staffelegg et du Rippistal et leur élargissement vers l'E est en relation évidente avec une déviation vers l'ESE de l'axe anticlinal situé au S, déviation qui correspond elle-même à un abaissement rapide de tous les éléments vers l'E.

A propos de la zone synclinale d'Asperstrichen-Homberg M. Amsler fait remarquer d'abord l'indépendance d'allure assez marquée du Hauptrogenstein relativement aux formations sous-jacentes, ensuite le fait que le jambage S de ce synclinal a été à peu près complètement supprimé par les chevauchements de la zone anticlinale voisine. Ce synclinal se continue à l'E du Herzberg en une écaille de Lias et de Keuper en série normale, qui est limitée au S par l'écaille déjà citée du Rippistal et qui vers le haut est recouverte en discordance par la série normale d'Opalinien et de Dogger inférieur, qui forme la base du Dogger de la Krinnenfluh. Vers le N cette écaille, fortement redressée, s'appuie sur 2 autres écailles, développées d'une façon analogue et formées de Keuper, de Lias et de schistes opaliniens, qu'on rencontre en descendant de la Staffelegg dans la direction du N et dont la

plus septentrionale s'appuie sur la bande de Muschelkalk de Sattlenrüti-Asp. Ainsi le soubassement de Keuper et de Lias du Dogger du Herzberg a subi une imbrication intense, qui se continue dans le soubassement du synclinal de Thalheim.

M. Amsler décrit sommairement la grosse dalle de Muschelkalk d'Asp, qui chevauche au N sur du Keuper et qui est caractérisée surtout par son enfoncement longitudinal à l'E, en même temps que par son inflexion très marquée au SE: puis l'auteur passe à la description de l'extrémité occidentale de la zone synclinale Thalheim-Krinnenfluh. Il s'attache particulièrement à faire ressortir les nombreuses anomalies qui se présentent entre les calcaires du Dogger, l'Opalinien et le Lias. C'est ainsi que, depuis le versant N de la Krinnenfluh, on peut suivre une bande effilée de Dogger inférieur, qui s'intercale entre l'Opalinien sous-jacent et la plus basse des écailles précitées, celle du Muschelkalk d'Asp. Plus au S le Dogger, normal et plongeant faiblement au SSW, tranche par sa base les couches liasiques et opaliniennes des écailles sous-jacentes ; le contact n'est évidemment pas stratigraphique, mais le Dogger a glissé du S au N sur son soubassement et s'est écrasé contre le bombement anticlinal suivant vers le N.

M. Amsler décrit ici un accident local qui affecte le Dogger vers la Hardlücke et qui se ramène en somme à un pli en retour avec amincissement très brusque du Hauptrogenstein, mais qui présente cette particularité d'être limité à un tronçon longitudinal très court bordé par des zones de fractures.

Cherchant à définir le mécanisme du ridement dans la région de la Staffelegg, M. Amsler admet comme un des premiers actes de ce ridement la formation d'une zone anticlinale, dirigée du WNW à l'ESE, par Asp, le versant N de la Staffelegg et le petit affleurement de Muschelkalk de Rischelen et se continuant dans la chaîne de la Gislifluh. Sur le dos de ce pli le Keuper et le Lias se sont imbriqués, de façon à donner naissance aux écailles décrites plus haut, tandis que le Dogger glissait en bloc vers le N dans la direction de la zone axiale de l'anticlinal, où une érosion plus ou moins profonde avait diminué sa résistance. D'autre part le Trias du cœur de cet anticlinal a eu la tendance à recouvrir vers le N, suivant un plan de chevauchement oblique, la zone médio-jurassique de Thalheim; le fait est particulièrement visible dans la région de Rischelen.

La poussée au N de la zone anticlinale de la Bärnhalde appartient, d'après M. Amsler, à une seconde phase de ride-

ment; elle a eu pour contre-coup de pousser dans certaines régions le Dogger au N par-dessus les écailles redressées du Lias ; après cela s'est produite, comme 3me phase, la surrection de l'anticlinal du Benkerjoch.

Au S de la Staffelegg la résistance opposée à la poussée S-N des éléments situés plus au S par le pli, dirigé NW-SE, de la Staffelegg a déterminé plusieurs complications ; la plus frappante est celle qui affecte la grande dalle de Dogger entre l'Achenberg et le Homberg. Le Hauptrogenstein du Homberg, serré par une contraction longitudinale, a été poussé vers l'WSW par-dessus les couches beaucoup plus redressées du Dogger du prolongement oriental de l'Achenberg.

Après cet exposé des détails de la tectonique de la région de la Staffelegg, M. Amsler développe l'idée de l'incongruence des formes entre les divers niveaux rigides d'une série plissée, lorsque ces niveaux sont séparés par des complexes plus plastiques. Il montre que cette incongruence se manifeste non seulement dans la section transversale des voûtes concentriques, mais aussi dans la direction des axes tectoniques des différents niveaux, et il explique ce fait en admettant que l'effort tangentiel, en se prolongeant, change facilement de sens ; il détermine ainsi une déviation plus ou moins accusée des éléments tectoniques, à laquelle les niveaux profonds cèdent les premiers, tandis que les couches supérieures cherchent à maintenir leur direction première; les complexes rigides peuvent ainsi s'éloigner ou se rapprocher assez brusquement et les séries plastiques intercalées fluent des parties comprimées vers les parties décomprimées, favorisant l'incongruence des formes. L'auteur attire aussi l'attention sur la nécessité d'établir une distinction nette entre les véritables anticlinaux et les lames chevauchantes et envisage certaines particularités propres à ces dernières.

La dernière partie de la brochure de M. Amsler est consacrée a une étude d'ensemble de l'extrémité orientale du Jura; elle commence par une revision tectonique des anticlinaux internes de cette partie de la chaîne. L'auteur établit que le bombement anticlinal qui affecte le Jurassique supérieur et la Molasse entre Schoenenwerd et Aarau, doit être considéré comme le prolongement brusquement dévié au SE et rapidement réduit de l'anticlinal, dont le cœur triasique apparaît aux bains de Lostorf et dont le jambage interne est formé par la grande dalle de Dogger du Gugen; le synclinal molassique du Hungerberg se prolongerait ainsi vers l'W dans le versant NE du Gugen entre Unter et Ober Erlisbach.

M. Amsler étudie ensuite la zone anticlinale qui, passant au N de Thalheim et par la partie S de Schinznach, va former à l'E de l'Aar le Kestenberg; il trouve le prolongment de ce pli dans un bombement anticlinal, dont l'un des flancs est visible dans la Molasse de Mägenwyl, dont l'autre flanc se montre dans la Molasse de Rütihof, dont l'axe par conséquent prendrait à peu près la direction de Mellingen. Mühlberg prolongeait l'anticlinal du Kestenberg dans un bombement anticlinal de la Molasse qu'il retrouvait à l'E de la Limmat vers Würenlos; M. Amsler ne peut admettre ce raccord, d'abord parce qu'il n'est pas conforme à la direction du pli du Kestenberg, ensuite parce que l'anticlinal de Würenlos paraît se continuer dans la direction de Birmensdorf, où apparaît un bombement du Jurassique supérieur, qui se détache là de la chaîne de l'Eitenberg.

Au NE de Turgi, M. Amsler établit l'existence d'ondulations du Jurassique et de la Molasse, dirigées de l'W à l'E et s'aplanissant vers l'E, qui se décomposent en un synclinal longeant le pli du Lägern le long du Siggenthal, puis un anticlinal large et bas compris entre le Siggenthal et Würenlingen, enfin un synclinal passant par Endingen et limité au N par une flexure accusée, déjà signalée par Mühlberg. L'auteur n'a trouvé dans cette région aucune trace de la flexure Brugg-Kaiserstuhl supposée par Mühlberg.

M. Amsler ne trouve non plus aucune trace de dislocation transversale entre Wildegg et Schinznach, là où l'Aar coupe les anticlinaux du Kestenberg et de la Habsburg. Tout au plus peut-on dire que l'Aar a profité d'un ensellement transversal, situé là où les 2 anticlinaux de la Gislifluh et du Kalmberg se confondent dans l'anticlinal unique du Kestenberg; du reste ce tronçon de la vallée de l'Aar est essentiellement le fait de l'érosion.

Dans un court chapitre l'auteur rappelle le changement brusque d'allure qui se manifeste dans les plis jurassiens dans la région du Hauenstein; il admet, avec Mühlberg, que ce changement coïncide avec les grandes dislocations qui ont affecté directement au N le Jura tabulaire et le massif de la Forêt-Noire et il considère cette coïncidence comme une preuve de plus du fait que les ridements jurassiens n'ont pas affecté le socle cristallin du Jura. A ce propos M. Amsler rappelle les grandes lignes de la tectonique de la région SW du massif de la Forêt-Noire, la grande faille de la vallée de la Wehra, séparant le Dinkelberg de la partie principale du massif, les autres grandes fractures de cette région et le bom-

bement anticlinal du massif entre la faille du Wehratal et la vallée de l'Alb. La dislocation du Wehratal se continue, en s'infléchissant au SSW, dans la direction du Hauenstein ; elle est accompagnée dans sa traversée du Jura tabulaire d'un grand nombre de failles parallèles, qui ont haché cette région et qui, en favorisant l'enfoncement de la couverture sédimentaire dans de multiples fossés tranchés dans le cristallin, ont incorporé pour ainsi dire cette couverture dans le massif résistant. Le bombement anticlinal existant à l'E du Wehratal se continue au S du Rhin par un bombement dirigé au SW, qui forme comme un éperon pénétrant dans la direction du Hauenstein. Plus à l'E les deux lignes de dislocation de Meltau et de Mandach, qu'a étudiées en détail M. Brändlin, sont absolument distinctes des failles précitées ; elles sont parallèles aux plis jurassiens, elles se sont développées conjointement avec des contractions et sont en relation directe avec le plissement.

M. Amsler revient ensuite aux anticlinaux méridionaux du Jura oriental : il montre que le point de départ de tout le ridement de ces chaînes a été la poussée qui a amené le Jura plissé sur le Jura tabulaire sur une largeur beaucoup plus grande qu'on ne l'a généralement admis. Mais l'ampleur de ce recouvrement doit diminuer rapidement de l'W à l'E à partir du Hauenstein et c'est en relation avec cette diminution qu'il faut comprendre à la fois l'amortissement des plis vers l'E et leur inflexion vers le SE, qui est de plus en plus accusée dans les plis de plus en plus internes. C'est dans la région du Hauenstein que l'entassement des plis jurassiens est le plus fort, parce que là la masse chevauchante a butté contre l'éperon du masif de la Forêt-Noire dirigé de la ligne Lauffenburg-Säckingen vers le SW ; la surrection du brachy-anticlinal du Born a peut-être été provoquée par ce même éperon, tandis que l'inflexion brusque des chaînes à l'W du Hauenstein est probablement due au prolongement dans cette région de la ligne de dislocation du Wehratal.

Dans un dernier chapitre M. Amsler cherche à préciser la genèse des plissements dans la région orientale du Jura ; partant de l'idée que les terrains sédimentaires jurassiens ont été décollés de leur soubassement, sous l'effort des poussées alpines et entraînés vers le N en une énorme écaille, il admet les phases de dislocations suivantes :

1° Soulèvement du faisceau du Lomont et des plis jurassiens rhénans de M. Steinmann.

2° Plissement de la zone du Mont Terrible.

3° Mise en jeu des lignes de dislocation de Meltau et de Mandach.

4° Poussée en avant de la nappe jurassienne suivant une ligne reliant la dislocation de Mandach à la zone du Mont Terrible, puis 5° prolongement du chevauchement au N dans le territoire de cette dernière et soulèvement des chaînes jurassiennes au S de cette zone.

6° Continuation du plissement et surrection des anticlinaux plus internes en même temps que prolongement des zones anticlinales vers l'E.

Le resserrement des plis jurassiens dans la région du Hauenstein s'explique par les affaissements survenus dans la région du Dinkelberg et plus au S, qui, emboîtant la série sédimentaire dans le socle cristallin, l'ont rendue solidaire de celui-ci au point de vue de la résistance à la poussée et ont ainsi empêché le ridement de se propager vers le N, comme cela s'est passé soit à l'E, soit à l'W.

M. R. Suter (50) a choisi comme sujet pour sa thèse de doctorat l'étude détaillée du territoire de la feuille de Maisprach de l'atlas Siegfried ; il a fait le lever géologique de cette région et s'est attaché principalement à résoudre les problèmes tectoniques qui s'y posent, la stratigraphie de cette partie du Jura tabulaire étant déjà assez exactement connue.

Dans la description qui accompagne sa carte, M. Suter commence pourtant par rappeler les caractères généraux de la série sédimentaire qu'il a trouvée devant lui.

Cette série est visible à partir du Permien supérieur, qui affleure au S de Zeiningen sur une profondeur de 70 m. et sous la forme de grès-orthoses rouges, riches en éléments argileux.

Le Trias, qui prend une grande extension en surface, commence par une succession importante de grès bigarrés, comprenant de bas en haut : 1° Hauptconglomerat (1 m.); 2° des grès bruns-rouges à stratification oblique (20 m.), qui, vers le haut, s'enrichissent en dolomie et contiennent des concrétions de jaspe; 3° les argiles rouges, encore gréseuses dans leur partie inférieure, du Röt (20 m.).

Le Muschelkalk se divise ici, comme dans les régions voisines, en : Muschelkalk inférieur avec le Wellendolomit et le Wellenkalk, Muschelkalk moyen ou groupe de l'Anhydrite et Muschelkalk supérieur avec le Hauptmuschelkalk à la base, le Trigonodusdolomit vers le haut.

Dans le Keuper, la Lettenkohle est formée d'une couche de schistes à Estheria (1 m.) et de dolomies jaunâtres (3-5 m.) ;

le Gypskeuper est constitué par des marnes feuilletées gypsifères, sur lesquelles reposent les grès du Schilf, compacts, gris avec des débris de feuilles à la base ; il passe vers le haut à des marnes sableuses rouges et à des bancs dolomitiques. L'épaisseur du Schilfsandstein varie du reste considérablement et les profils diffèrent d'un point à un autre ; vers l'ouest en particulier, dans la région de Pratteln et de la Neuewelt ce niveau est considérablement réduit et les grès sont remplacés par les schistes marneux à feuilles bien connus. Enfin le Keuper supérieur est représenté par les marnes bariolées avec bancs dolomitiques qui existent dans les régions voisines.

Le Lias ne forme que fort peu de bons affleurements ; la seule coupe un peu complète, qui existe près de Hinteregg, sur le versant oriental du Staufen, a été décrite par M. Buxtorf. Le Dogger ne se prête pas non plus à une étude détaillée, que M. Suter n'a pas faite, se contentant de comparer ces formations avec la série médiojurassique très analogue que M. Buxtorf a étudiée plus à l'W, dans les environs de Gelterkinden.

Dans la partie tectonique de son exposé, M. Suter commence par décrire la zone de plateaux qui borde au NE la vallée du Mölinbach. Cette région est formée dans son ensemble par la série du Grès bigarré et du Muschelkalk, plongeant faiblement vers le SSE; elle est coupée par un système de failles dirigées en général du NNE au SSW, qui ont morcelé le Trias en horsts et fossés alternants. C'est ainsi que le Zeiningerberg est un horst, limité au SE par un fossé rempli de Keuper et donnant lieu à un ensellement prononcé de la crête ; vers le SE le Chriesiberg est de nouveau un horst, que suit, dans la zone du col de Nerstel, un fossé marqué par une large bande de Keuper. Plus à l'E, le sommet de Auf der Fluh, au N d'Ober Mumpf, est limité par deux failles, dont les lèvres orientales sont affaissées, en sorte que le Muschelkalk de Auf der Fluh butte à l'W contre le Grès bigarré, à l'E contre le Keuper. Ces diverses fractures, très marquées sur les plateaux, ne sont plus perceptibles dans la vallée du Mölinbach, en sorte qu'il faut admettre ou qu'elles s'infléchissent, ou qu'elles subissent un amortissement rapide vers le SW.

L'auteur passe ensuite à la description du territoire compris entre la ligne de dislocation Iglingen-Zeiningen et la vallée du Mölinbach. Ici nous retrouvons sur la surface des plateaux le Muschelkalk plongeant faiblement au S, pour

s'enfoncer finalement sous le Keuper, le Lias et le Dogger. Ce Trias est de nouveau haché par un système de failles parallèles, dirigées du N au S ; entre les horsts de Muschelkalk se sont enfoncés d'étroits fossés, dont les plus importants sont jalonnés par le Keuper.

Dans la partie SE de ce territoire triangulaire les failles N-S n'existent pas encore, tandis qu'on y rencontre deux fractures importantes, dirigées du NW au SE et une fracture dirigée NE-SW, qui délimitent un horst accusé à l'W de Hemmikon ; le Muschelkalk de ce horst butte au SW et au SE contre le Keuper. La partie moyenne de cette région, comprise approximativement entre Hemmiken, Zuzgen, Zeiningen, Maisprach, Staufen, est coupée par une succession de fractures, dirigées du S au N, entre lesquelles se sont enfoncés plusieurs fossés allongés dans le même sens. Le premier de ces fossés vers l'E est dirigé à peu près de Hemmiken vers Zuzgen, en passant par le Gugel et le Reckental ; il est jalonné dans sa partie méridionale par des affleurements de Lias et même de Dogger, encadrés à l'E et à l'W par le Keuper, tandis que vers le N, dans le Reckental, il se réduit à peu de chose, le Muschelkalk étant simplement enfoncé en lui-même. Ce fossé est coupé, au NE du Gugel, par une faille venant du SW et qui délimite le paysage de Muschelkalk du Brugg et du Rigiberg au N et le paysage de Keuper du Gugel au S. Par contre, M. Suter n'a trouvé aucune trace certaine d'une dislocation, supposée plus au S par M. Blœsch, qui a dû être trompé par des fractures internes du fossé du Reckental.

La région de Muschelkalk, qui s'élève du SW de Zuzgen jusqu'au Rigiberg et au Brugg, est hachée par une série de failles N-S, dont le rejet n'est en général pas très considérable et dans le détail desquelles il n'est pas possible d'entrer ici. Du côté de l'W, elle est limitée par un nouveau fossé N-S, rempli de Keuper et qui se marque sur une grande partie de sa longueur par une dépression accusée ; séparant les hauteurs d'Ormis et de Neuberg, ce fossé passe par Erfleten et Bubleten, puis par la Winterhalde et Farnsburg. La fracture qui limite ce fossé vers l'E est rejointe près de Winterhalde par celle, signalée plus haut, qui passe, avec une direction WSW-ENE entre le Gugel et le Brugg. Cette dernière cesse ici brusquement, comme à son point d'intersection avec le fossé du Reckental, ce qui permet de la considérer comme plus jeune que les failles N-S.

Le Neuberg forme, avec les hauteurs à l'E de Buus, un horst allongé du N au S ; il est bordé à l'W par un nouveau

fossé passant par Eigenried, Buus et le Farnsberg qui, au N de Buus, est marqué par une bande de Keuper avec un peu de Lias, enfoncée dans le Muschelkalk, tandis que plus au S, dans le domaine de Farnsberg, il affecte le Lias et le Dogger; sur une grande partie de sa longueur, ce fossé est nettement marqué dans la topographie; le rejet atteint par places 150 m., mais diminue dans la direction du S; au Farnsberg, les deux failles-limites s'écartent et diverses complications interviennent.

A l'W de Buus, entre les hauteurs de Erzmatt et du Breitfeld, se creuse le vallon de Heimern, dont le fond est formé de Keuper; ici passe donc un nouveau fossé N-S. Celui-ci se prolonge au S dans le Staufen, où il s'élargit considérablement et se remplit de Lias et de Dogger; ici interviennent du reste, dans l'intérieur du fossé, plusieurs failles secondaires, desquelles M. Suter a donné une interprétation un peu différente de celle proposée antérieurement par M. Blœsch. Ce fossé est bordé à l'W par le plateau de Muschelkalk du Breitfeld, dont les couches s'enfoncent au S sous le Keuper, à l'W de Wintersingen.

Le dernier chapitre de la description de M. Suter est consacré à la région qui s'étend directement au NW de la grande ligne de dislocation Zeiningen-Iglingen, prolongement de la ligne du Wehratal. Ce territoire est délimité au N par une dislocation dirigée E-W et passant entre la région de Rheinfelden et le Sonnenberg, suivant laquelle le territoire situé au N s'est affaissé d'au moins 50 m.; cette dislocation disparaît du reste sous les alluvions de la Haute Terrasse; son rejet semble diminuer vers l'E.

La dislocation de Zeiningen-Iglingen, qui correspond à un affaissement profond de la région NW et a ainsi déterminé la conservation du Lias et du Dogger du Sonnenberg et de l'Œnsberg, prend la forme d'une flexure, en ce sens que dans le plan de dislocation le Muschelkalk supérieur s'est insinué sous la forme de longues traînées et que le Keuper et le Lias adossés à la ligne d'affaissement sont fortement redressés, de façon à plonger au NW avec un angle qui peut aller jusqu'à 70°. Ces couches redressées forment le jambage SE d'un synclinal, dont l'axe suit le versant sud-oriental du Grosser Sonnenberg et qui est rempli de Bajocien et de Bathonien; mais ce synclinal est compliqué par plusieurs fractures; les deux plus importantes délimitent entre elles un fossé rempli de couches à *Rhynch-varians*, qui s'étend, suivant une ligne un peu arquée, du NW de Maisprach à Zeiningen; d'autres,

beaucoup moins prolongées, déterminent de multiples contacts anormaux dans la partie NE du Sonnenberg. Dans le prolongement du Sonnenberg, au SW se place l'Œnsberg, qui possède aussi une structure synclinale. Ici le fossé du Sonnenberg ne se prolonge pas comme tel ; seule sa faille SE existe sous une forme continue ; elle est particulièrement marquée au N d'Iglingen, où elle fait butter le Lias supérieur contre le Hauptrogenstein. D'autres failles dirigées du SW au NE coupent cette zone, mais n'ont pas de rejets importants.

Dans son chapitre final, M. Suter commence par faire ressortir les ondulations assez accusées qui affectent le Trias à l'E de la ligne de Zeiningen-Iglingen avec une direction générale NW-SE. A propos des failles qui limitent les fossés N-S, il peut confirmer absolument les observations faites plus au S par M. Buxtorf sur la convergence de ces fractures vers le bas ; cette convergence aboutit même fréquemment à la fusion des deux failles limites en une seule dislocation. Ces fractures limitant les fossés prennent par places la forme de flexures et sont souvent accompagnées d'autres fractures en échelons. Dans l'intérieur des zones affaissées, les formations du Keuper ou du Jurassique sont en général énergiquement disloquées ; le Muschelkalk n'y apparaît pas, en sorte qu'il faut admettre que le Trias moyen a été simplement rompu par des crevasses largement béantes, dans lesquelles les dépôts sus-jacents se sont effondrés. Dans ces conditions, la valeur réelle de l'affaissement est très difficile à apprécier exactement. Il est certain, du reste, que la formation de ces crevasses a été en relation avec des mouvements de tassement de toute la région, car les horsts ne sont pas restés tous au même niveau. Quant à l'époque de formation de ce système de failles, il faut admettre qu'elle est en tout cas plus ancienne que le Miocène.

A l'occasion d'une excursion de la Soc. des Sc. nat. de Berne dans la **région de Schwarzenburg-Guggisberg**, M. F. Nussbaum (48) a fourni quelques renseignements sur les actions glaciaires et torrentielles subies par ce territoire, sur le rôle que jouent les grandes moraines wurmiennes de Schwarzenburg et sur l'influence de la dureté inégale des différents bancs de la Molasse sur le relief de détail. M. E. Gerber a traité, à la même occasion, de la stratigraphie de la Molasse de ce pays (41). M. E. Bärtschy (36) a énoncé quelques idées sur le tronçon épigénétique de la Singine en aval de Planfayon.

Alpes.

Généralités. J'aurais dû mentionner déjà plus tôt l'étude qu'a publiée M. F. Sacco (63) sur la **tectonique générale des Alpes occidentales**, parue déjà en 1913.

Cette étude débute par un aperçu historique sommaire sur le développement de la géologie alpine, puis l'auteur reprend la stratigraphie des divers complexes existant dans les Alpes.

A propos des schistes cristallins M. Sacco montre à quel point les notions anciennes du Cristallin archéen se sont modifiées par suite de nos connaissances de plus en plus nombreuses sur les diverses formes du métamorphisme. Les roches gneissiques représentent déjà un ensemble de roches infiniment varié, soit au point de vue génétique, soit au point de vue chimique et minéralogique, dont les termes divers peuvent appartenir à des niveaux très différents.

Des gneiss M. Sacco distingue les schistes cristallins proprement dits, qui sont tous d'origine sédimentaire et se rattachent en très grande partie au Paléozoïque supérieur. Les calcschistes seuls sont surtout d'âge mésozoïque.

L'auteur parle aussi des massifs granitoïdes alpins, en montrant la relation intime qui existe souvent entre gneiss et granites et il admet que le plus souvent les granites représentent le dernier terme du métamorphisme des formations gneissiques, métamorphisme qui a été particulièrement intense pendant la phase d'intrusion et d'orogénie de la fin du Paléozoïque.

M. Sacco décrit ensuite sous le nom d'*Anthracolithique* l'ensemble des dépôts du Carboniférien, du Permien et du Trias inférieur ou Werfénien, en y comprenant les schistes cristallins qui ont été reconnus depuis quelques années comme du Paléozoïque récent métamorphisé. A ce propos il cite les nombreux cas dans lesquels des dépôts anthracolithiques typiques, même fossilifères, sont reliés intimement, par passage latéral ou même par alternance, avec des schistes cristallins francs. Il insiste d'autre part sur l'impossibilité de distinguer avec certitude l'Anthracolithique entièrement métamorphisé des formations plus anciennes devenues aussi cristallophylliennes. Il parle des variations de faciès étendues des sédiments francs et cite les innombrables noms qui ont été employés dans les diverses régions des Alpes occidentales pour désigner les formations si variées attribuables à l'Anthracolithique : sédiments francs, schistes recristallisés, roches intrusives et éruptives.

Passant à la série mésozoïque, M. Sacco montre que dans celle-ci encore le métamorphisme intense a provoqué la formation par régions de complexes profondément recristallisés. Il expose la question si longtemps controversée de l'âge des Schistes lustrés et des Pierres vertes, qu'on s'accorde maintenant à attribuer au Mésozoïque; il décrit les termes métamorphisés et parle assez longuement de l'ensemble des roches connues sous le nom général de Pierres vertes, dans lesquelles il serait tenté de voir plutôt des produits d'un intense métamorphisme régional relié à des phénomènes plutoniques que de vrais produits éruptifs. Il décrit plus en détail les sédiments du Trias restés plus ou moins intacts, en commençant par le faciès helvétique et en continuant par le faciès oriental, spécialement développé dans la région des lacs lombards.

Après un court chapitre consacré au Rhétien, M. Sacco décrit sommairement les dépôts liasiques des Alpes occidentales, en distinguant : 1° le faciès du Briançonnais, vaseux avec céphalopodes et gryphées ; 2° le faciès dauphinois, calcaire à la base, schisteux dans sa partie supérieure, riche en ammonites, correspondant à une zone géosynclinale; 3° le faciès rhodanien ou provençal, d'un type néritique caractérisé par les gryphées et divers genres de lamellibranches. Il étudie plus longuement les séries liasiques plus riches en fossiles et par suite plus faciles à diviser en niveaux stratigraphiques précis, qui existent soit dans les Alpes lombardes, soit en Suisse, en Provence et dans les Basses-Alpes dans les zones externes.

Dans sa description des dépôts jurassiques M. Sacco s'étend aussi surtout sur les caractères des sédiments de la zone externe, en particulier ceux du Jura, pour lesquels il signale les faciès les plus caractéristiques et les fossiles les plus typiques.

A propos du Crétacique l'auteur ne parle que brièvement des dépôts des zones alpines internes, où le Crétacique est peu développé et mal caractérisé au point de vue paléontolologiques, il donne plus de détail sur les zones de sédimentation externes, ou, par suite de la superposition de faciès plus variés et surtout d'une richesse plus grande en fossiles, la distinction des niveaux est beaucoup plus facile.

Le chapitre consacré par M. Sacco aux dépôts tertiaires commence par une description générale du Flysch et des couches nummulitiques éocènes. Le Flysch est dépeint comme une série compréhensive dont les limites inférieure et supérieure varient beaucoup d'une région à l'autre et dont les fa-

ciès comportent une très grande diversité. L'auteur donne du reste un aperçu assez détaillé des formations éocènes, qu'il divise en trois niveaux : Suéssonien, Parisien et Bartonien, et dont il montre les variations multiples de faciès. Il fait coïncider la limite entre l'Eocène et l'Oligocène avec la phase de plissement qui détermina l'émersion des régions alpines et classe par conséquent encore dans l'Eocène les grès alpins divers que certains auteurs placent dans l'Oligocène inférieur. (Grès des Déserts, Grès du Gurnigel, etc.)

M. Sacco attribue à l'Oligocène la partie inférieure de la Molasse d'eau douce inférieure, la Molasse à lignites de la Rochette, les grès d'Allinges et de Ralligen, la Molasse rouge, les couches de Horw. Il décrit sommairement les différents types de sédiments qui représentent l'Oligocène dans les zones subalpines.

A propos du Miocène, M. Sacco commence par examiner la question des énormes accumulations de conglomérats qui se sont effectuées à cette époque des 2 côtés des Alpes, accumulations qu'il met en relation avec l'érosion extraordinairement puissante qu'ont subie alors les Alpes, tout parculièrement leurs zones internes.

Parlant des dépôts molassiques suisses, M. Sacco classe dans l'Aquitanien la partie supérieure de la Molasse d'eau douce inférieure, la Molasse grise de Lausanne, les couches du Hohe-Rhone, dans l'Helvétien l'ensemble de la Molasse marine et dans le Tortonien la Molasse d'eau douce supérieure. Il décrit ensuite les dépôts contemporains des régions françaises et du bassin du Piémont.

L'auteur décrit sous le nom de Miopliocène les formations oeningiennes auxquelles se rattache la partie supérieure de la Molasse d'eau douce supérieure, puis il passe à l'étude du Pliocène, à la partie supérieure duquel il est tenté d'attribuer une partie des alluvions anciennes du plateau suisse. Comme de juste il consacre surtout sa description aux dépôts pliocènes du bassin inférieur du Rhône et à ceux du bassin du Piémont.

Le Quaternaire ou Néozoïque est divisé par M. Sacco en Plistocène et Holocène. Dans le Plistocène l'auteur classe d'abord les dépôts littoraux d'âge sicilien qui existent entre les Alpes occidentales et la Méditerranée, puis la plus grande partie des dépôts d'alluvion subalpins s'étendant du Deckenschotter aux Hautes Terrasses inclusivement, le Loess, auquel, par parenthèse, l'auteur attribue une origine aqueuse et non éolienne, puis les quatre systèmes morainiques de Güntz, Mindel, Riss et Würm.

A propos de ces grandes glaciations M. Sacco exprime l'opinion que la puissance érosive des glaciers a été exagérée par l'école des glaciéristes modernes et qu'elle s'est limitée à une simple action de modelage et de nettoyage, élargissant les vallées, émoussant les points saillants et creusant les régions les plus tendres.

Quant à l'Holocène de M. Sacco il comprend les moraines des stades de retrait jusqu'à celles de nos jours, les alluvionnements correspondant à ces mêmes stades avec tout l'ensemble des formations postglaciaires.

Après cette description stratigraphique M. Sacco consacre un important chapitre aux actions métamorphiques dans le domaine des Alpes occidentales ; il reprend successivement les effets du métamorphisme dans les formations tertiaires, où il sont encore très limités et localisés, puis dans les dépôts crétaciques où ils sont déjà plus marqués et plus étendus, puis dans le Jurassique et le Trias (Schistes lustrés, Pierres vertes), dans lesquels les roches ont déjà subi une recristallisation profonde, jusqu'à prendre par places l'aspect de véritables schistes cristallins. Dans le Paléozoïque le métamorphisme a donné lieu à une grande variété de schistes cristallins, parmi lesquels on distingue des micaschistes et des gneiss francs ; dans l'Antracolithique, on retrouve toutes les transitions entre les sédiments détritiques peu altérés et les schistes complètement recristallisés, tels que les schistes de Casanna, tandis que dans les formations plus anciennes la recristallisation profonde et généralisée a créé des complexes beaucoup plus uniformes, en grande partie gneissiques, en partie même granitoïdes.

M. Sacco remarque que le métamorphisme, pouvant avoir diverses causes, prend des formes différentes. D'autre part, si ses effets s'accentuent avec l'ancienneté des formations, cette accentuation comporte de nombreuses irrégularités, qui sont dues soit à la nature primaire des roches, soit à des variations dans le processus métamorphique.

Abordant ensuite la question des facteurs essentiels du métamorphisme, M. Sacco montre que le métamorphisme de contact ne pouvant produire que des effets localisés et le métamorphisme dynamique n'ayant que des actions limitées (phyllitisation, piézocristallisation), le métamorphisme régional, qui joue le rôle de beaucoup prépondérant, est en relation avec l'enfoncement des zones géosynclinales, grâce auquel des formations, primitivement superficielles, finissent par se trouver sous d'énormes pressions, à des températures très

élévées, exposées à l'influence active des circulations d'eau et de vapeurs filtrantes, et ceci pendant de très longues durées. Le dernier terme de ce métamorphisme est le type granitoïde, qui s'est probablement développé pendant un stade prolongé de semi-mobilité avec état pseudo-pâteux de la roche, correspondant à une grande profondeur. Cette dernière phase est désignée par M. Sacco sous le nom de plutomorphisme; elle implique des actions pneumatolytiques et des intrusions; on peut même admettre que, dans les cas extrêmes, ces roches granitoïdes ont subi une demi-fusion et se sont transformées ainsi en de véritables magmas, capables d'intrusion dans d'autres milieux. Ces roches, ainsi refondues, ont donc donné lieu à des pénétrations batholithiques, laccolithiques, filoniennes ou microfiloniennes suivant les cas.

Parlant des roches basiques qui sont intercalées à des niveaux très divers dans la série alpine, M. Sacco remarque qu'elles n'ont pas eu d'influence métamorphique accusée sur les milieux ambiants; il est tenté de voir dans ces roches des épanchements laccolithiques ou superficiels et en partie des tuffs, voisins à l'origine des grès de Taveyannaz, tout en admettant que certains d'entre eux (serpentines, amphibolites, etc...) peuvent avoir une origine sédimentaire.

Dans la partie tectonique de son volume, M. Sacco commence par faire l'historique des interprétations successives données de la stucture des Alpes depuis Saussure et Léopold von Buch jusqu'aux théories actuelles des grandes nappes de charriage.

A propos de ces dernières il met en garde contre les exagérations auxquelles sont arrivés certains auteurs.

Après avoir fait ressortir la complication et la variété extrêmes, qui se manifestent dans le détail de la tectonique alpine, M. Sacco établit comme suit la division du système des Alpes occidentales en zones ou complexes successifs :

1° Une zone axiale, de forme anticlinale, formée surtout de gneiss et s'étendant depuis le massif du Tessin, par le Mont Rose, les massifs de la Sesia et de la Dent Blanche, le Grand Paradis et le massif de la Dora Maira.

2° Une zone de gneiss et micaschistes qui enveloppe la précédente comme une couverture et la borde au N et au S, comprenant d'une part les schistes de Sesia-Lanzo, les roches amphiboliques d'Ivrée, les schistes de la zone des Lacs lombards, d'autre part les schistes supérieurs du massif de la Dent Blanche, qui est considéré comme un pli en éventail, les schistes du Grand Saint-Bernard et ceux du Ruitor, du Mont

Pourri, de la Vanoise, etc..., enfin les schistes du Savonais. Ce complexe de schistes cristallins comporte une tectonique notablement plus compliquée que les gneiss sous-jacents et forme de nombreux plis déversés tantôt au S (Alpes rhétiques), tantôt vers le N (Massif tessinois, complexe du Grand Saint-Bernard, etc...).

3° La zone des Schistes Lustrés et des Pierres vertes, qui se suit depuis les Grisons jusqu'aux confins de la Mer Tyrrhénienne, où elle est représentée par le groupe de Voltri. Ces formations épousent les formes tectoniques des schistes cristallins précités.

4° La zone houillère axiale ou zone du Briançonnais, qui est comprise ici comme l'a fait autrefois Diener.

5° La zone de Sion-Val Ferret, qui est formée en grande partie par du Mésozoïque métamorphisé, se raccorde vers l'E avec les Schistes Lustrés des Grisons, puis s'intercale entre la zone houillière et les massifs centraux de l'Aar et du Mont-Blanc et se prolonge finalement dans la zone des Aiguilles d'Arves de Haug. Les plis de cette zone tantôt s'écrasent contre les massifs centraux, tantôt se déversent librement vers l'extérieur.

6° La zone des massifs hercyniens du Saint-Gothard et de l'Aar, du Mont-Blanc, de Belledonne, du Pelvoux et de l'Argentera.

7° La zone des dépôts mésozoïques calcaires qui borde les zones précitées au S et au N comprenant d'une part les Dinarides de la zone insubrienne, d'autre part l'ensemble des plis à faciès helvétiques et les régions préalpines, pour lesquelles M. Sacco ne paraît pas admettre de grands charriages.

8° Les 2 zones de terrains tertiaires subalpins du Piémont et du plateau molasique suisse.

La conception de M. Sacco est donc un formidable retour en arrière sur les idées dominantes des géologues alpins en général, en particulier de la jeune école géologique suisse, puisqu'elle contredit toute la notion des grandes nappes cristallines du Tessin et des Alpes pennines et que, d'autre part, elle est contraire à l'idée des grands charriages préalpins. Cette conception est illustrée par un ensemble de 9 coupes transversales accompagnées d'un commentaire.

La première de ces coupes s'étend du Golfe de Gênes par les environs de Milan jusqu'au Piz Starlera au S d'Andeer. Pour la région qui nous intéresse spécialement elle figure, dans la zone gneissique de Chiavenna un large môle anticlinal, vers lequel se déversent concentriquement d'une part les plis de la zone considérée généralement comme grande zone de

racines des nappes cristallines, d'autre part les plis de la région comprise entre le val d'Avers et l'Oberhalbstein.

Le 2e coupe commence au NE dans le massif de l'Adula, où l'auteur voit de nouveau des plis déversés au S, traverse le massif tessinois, par lequel M. Sacco fait passer sa grande zone anticlinale de Chiavenna, puis coupe la zone d'Ivrée-Bellinzona et celle de Sesia, dans lesquelles l'auteur ne voit que des plis déversés au N d'ampleur très limitée. Sur le plus interne de ces plis cristallins s'appuie normalement la série anthracolithique-mésozoïque de la région Lugano-Varese. La coupe est continuée plus au SW par le Montferrat et les Alpes maritimes jusqu'à Monaco.

La 3e coupe commence au NE par la Windgälle et la partie orientale des massifs de l'Aar et du Gothard, qui sont figurés comme un vaste éventail avec de nombreux replis ; elle coupe la zone de Schistes Lustrés du Nufenen près d'Airolo, puis se prolonge à travers la partie occidentale du massif tessinois, où M. Sacco ne voit toujours que des plis de faible envergure, le premier, celui du Pizzo Rodi, étant sensiblement droit, les autres étant tous déversés au N. Ces plis sont pour lui des digitations superficielles du vaste anticlinal gneissique cité plus haut, dans lequel ils se fondent vers l'E, tandis que vers l'W, dans la direction du Simplon, ils sont individualisés toujours plus nettement par la pénétration entre eux de synclinaux mésozoïques.

Quant à la tectonique du Simplon, M. Sacco ne peut pas admettre les coupes établies par les géologues suisses, supposant un empilement de nappes toutes déversées au N ; il explique cette tectonique, en admettant une carapace cristallophyllienne recouvrant un anticlinal autochtone de gneiss et plissé de façon très compliquée en anticlinaux déversés les uns au S, les autres au N.

Cette coupe traverse ensuite la zone d'Ivrée vers Vogogna, puis se continue par les environs de Turin dans la direction des Alpes maritimes, pour aboutir vers Saint-Tropez.

La 4e coupe commence dans la région du Lötschenpass et figure ainsi d'abord le faisceau de plis cristallins déjetés au N du massif de l'Aar ; elle traverse les Alpes pennines à peu près dans l'axe de la vallée de Saas. Dans le prolongement des plis du Simplon M. Sacco suppose un éventail digité de plis déjetés excentriquement les uns vers la vallée du Rhône, les autres vers le massif du Mont Rose, qui représenterait une large voûte autochtone. Plus au S le massif de Sesia est figuré en anticlinal déjeté au S.

La 5e coupe passe d'abord à travers les Préalpes et les Hautes Alpes calcaires entre Châtel-Saint-Denis et Sion. M. Sacco envisage les Préalpes comme enracinées et explique les multiples contacts anormaux de leurs bordures comme dus à dès failles et des chevauchements locaux, dont l'interprétation est encore compliquée par de vastes transgressions ; seule la Brèche du Chamossaire lui paraît représenter un lambeau de recouvrement, reste d'une nappe charriée, enveloppe problable d'un des anticlinaux de la vallée du Rhône. Il admet par contre l'existence des nappes helvétiques de Morcles, des Diablerets et du Wildhorn ; il représente aussi à peu près sous la forme généralement admise la nappe du Grand Saint-Bernard, recouvrant loin vers le N la zone de Sion-Val Ferret. Mais M. Sacco ne peut voir dans le massif de la Dent Blanche qu'un anticlinal autochtone à double déversement vers le N et vers le S, divisé en 2 plis inégaux par la bande de formations mésozoïques du Val Tournanche supérieur.

Plus au S les zones du Mont Rose et de Sesia sont interprétées comme dans le profil précédent; puis la coupe est prolongée à travers la plaine du Pô et l'Apennin occidental, de façon à aboutir à Porto Fino.

La 6e coupe intéresse le bassin de Genève, puis les Alpes calcaires de Savoie dans le massif du Borne, la zone des plis couchés du Mont Joly, l'extrémité SW du massif du Mont-Blanc, puis, continuant par le Grand Paradis et la région de Turin, elle traverse l'Apennin occidental et aboutit à Gènes.

Les 3 autres coupes n'intéressent qu'indirectement les Alpes suisses ; c'est pourquoi je ne les mentionnerai pas ici.

Sous le titre de Géoologie appliquée M. Sacco réunit un certain nombre de données d'un intérêt plus général ; il définit l'influence qu'ont exercée sur le développement des formes orographiques et sur la nature des sols ainsi que sur le régime des eaux, les divers complexes qui constituent les Alpes. Il montre aussi à quel point les caractères géologiques des diverses régions alpines et subalpines ont influé sur la répartition des populations, sur le tracé des lignes de communication, sur le développement de l'agriculture; enfin il signale les principales exploitations de matières premières existant dans l'intérieur ou sur la périphérie du système alpin.

Dans un dernier chapitre M. Sacco cherche à préciser les phases successives par lesquelles ont passé les régions alpines. Il admet d'abord une longue phase d'enfoncement géosyn-

clinal, qui s'est poursuivi jusque près de la fin des temps paléozoïques et pendant laquelle le métamorphisme a agi puissamment. Puis est intervenue la phase des plissements hercyniens, qui a amené un soulèvement très étendu et a provoqué de multiples phénomènes d'intrusion et d'éruption. Après ces dislocations l'enfoncement géosynclinal reprit avec une intensité particulière dans la zone axiale des Alpes (Schistes lustrés), où le métamorphisme fut de nouveau très accentué, avec moins d'importance dans les zones internes et externes. Mais, dès le Jurassique et surtout à partir du Crétacique, des soulèvements locaux commencèrent à se manifester, surtout dans la zone externe, déterminant une grande variété de faciès et même d'importantes lacunes stratigraphiques. Ces mouvements s'accentuèrent brusquement à la fin de l'Eocène, prenant la forme d'une puissante phase orogénique, pendant laquelle des faisceaux de plis surgirent des géosynclinaux écrasés tandis que les anciens massifs, comprimés latéralement, tendaient à s'élever et à se déverser. Alors se formèrent les nappes alpines de toutes dimensions ; alors les Alpes émergèrent avec un haut relief, de façon à devenir la proie de tous les agents de destruction que nous y voyons à l'œuvre encore de nos jours. L'érosion des Alpes pendant l'Oligocène et le Miocène a eu comme corrélatif l'énorme accumulation de sédiments détritiques qui s'est effectuée sur sur les deux versants. Pendant cette durée des temps oligocènes-pliocènes il semble que, tandis que les zones externes des Alpes continuaient à s'élever, les zones internes au contraire s'enfonçaient avec la plaine du Pô, favorissant ainsi la continuation d'une sédimentation marine. D'après l'allure des sédiments néogènes on peut admettre que les mouvements en question ont pris une allure plus ou moins rythmique. D'autre part les zones de sédimentation subalpines ne restèrent pas à l'abri des efforts orogéniques et virent s'élever au milieu d'elles des anticlinaux accusés (anticlinal de la Molasse suisse, bombement des collines de Turin).

Pendant la longue phase orogénique qui a commencé dans l'Eocène pour se continuer longtemps dans les temps tertiaires de vastes systèmes de fractures se sont développés. Parmi eux M. Sacco cite en particulier la zone de contact entre les Hautes Alpes et Préalpes.

Après un retour offensif des mers par le bassin du Rhône sur le Plateau suisse et le Jura à l'époque helvétienne, la dernière phase orogénique a soulevé les régions jurassiennes, en faisant émerger tout le versant externe des Alpes, et en pro-

voquant encore dans les Alpes de puissantes dislocations, tandis que le bassin du Pô s'enfonçait encore.

Ce n'est qu'à la fin du Pliocène que, par suite d'un exhaussement général des régions alpines et subalpines la mer fut chassée de la Haute Italie. C'est alors aussi que se développa le gigantesque système glaciaire pléistocène, la glaciation günzienne et peut-être aussi la glaciation mindelienne appartenant encore au Pliocène.

M. Sacco consacre ensuite quelques pages à décrire les modifications climatiques qui affectèrent les régions alpines après la dernière glaciation et les répercussions qu'elles eurent sur la répartition des flores, des faunes et finalement des races humaines.

Ajoutons en terminant, qu'outre la planche de coupes tectoniques dont j'ai parlé plus haut, le volume de M. Sacco comprend deux cartes. La première est une carte générale au 1 : 500 000 des Alpes occidentales, destinée à montrer d'une part la répartition des grands complexes lithologiques et stratigraphiques de ces régions, d'autre part à indiquer l'allure générale des formations géologiques, leur plongement et leur direction. La seconde carte, au 1 : 1 000 000, a pour but de faire ressortir les directions générales des systèmes de plis alpins ; les anticlinaux y sont distingués non d'après l'âge de leur soulèvement principal, mais d'après celui des sédiments qui les constituent.

En 1915 a paru le 3e volume des *Geologische Wanderungen durch die Schweiz*, de M. J. Weber (69), qui est consacré plus spécialement à la géologie des **Alpes uranaises et bernoises, du Valais et du Tessin**.

Dans son premier chapitre M. Weber donne un aperçu sur la vallée de la Reuss en amont du lac des Quatre-Cantons, décrivant le creusement de la vallée par l'érosion torrentielle, puis le régime de la Reuss avant et après les travaux de correction, enfin l'accroissement du delta aux abords de Flüelen, qui est déterminé par un apport annuel de 150 000 m³ environ, tandis que les vases jetées sur le plafond du lac représentent 50 000 m³ par an. Ensuite l'auteur montre le caractère géologique de la vallée de la Reuss, de la zone de Flysch d'Erstfeld, des plis autochtones de la série jurassique, de la zone de contact entre le Mésozoïque et le Cristallin et finalement du complexe cristallophyllien d'Erstfeld avec ses schistes métamorphisés et injectés et ses orthogneiss.

Le second chapitre du volume se rapporte au massif de l'Aar, dont M. Weber décrit successivement les diverses zones

pétrographiques et la structure tectonique, en exposant le problème des massifs centraux et des intrusions granitiques en général. Puis viennent quelques pages consacrées au Val Maderan, creusé longitudinalement dans la zone de schistes sériciteux et amphiboliques qui sépare les gneiss d'Erstfeld de ceux du massif de l'Aar proprement dit; à propos de cette vallée l'auteur donne un aperçu sur le glacier de Hüfi, qui existe dans sa partie supérieure, sur les stades de retrait de ce glacier et sur les moraines qui correspondent à ces divers stades.

Avant de quitter les Alpes uranaises, M. Weber promène encore son lecteur dans le massif si intéressant des Windgellen; il décrit le socle cristallin de gneiss d'Erstfeld qui supporte ce massif et la série sédimentaire qui en constitue la partie culminante en formant le majestueux pli couché bien connu depuis les travaux d'Alb. Heim sur cette région; il donne un aperçu sur le développement des plis parautochtones de cette région; il précise assez en détail les caractères de l'oolithe ferrugineuse du Callovien, qui a été autrefois exploitée comme minerai dans le Val Maderan; enfin il décrit la roche porphyrique qui forme le cœur de l'anticlinal couché des Windgellen et qui montre des variations assez étendues soit dans sa structure, soit dans sa composition; il admet pour ce porphyre un âge éocarbonifférien ou précarbonifférien.

La partie du livre de M. Weber consacrée aux Alpes bernoises commence par une étude du grand éboulement qui couvre le fond de la vallée de Kandersteg depuis le versant occidental du Fisistock jusqu'à Kandergrund et qui a été décrit en 1907 par M. V. Turnau. Ensuite, à propos de la vallée de Gastern, l'auteur parle d'abord de l'épaisse couche d'alluvions qui en couvre le fond et qui a dû s'accumuler derrière un éboulement et il rappelle l'accident survenu le 24 juillet 1908 dans la galerie du tunnel du Lötschberg, lors de la rencontre de ces alluvions saturées d'eau; il précise les caractères pétrographiques du massif granitique de Gastern; puis il conduit son lecteur aux abords du glacier de Gastern, où M. Truninger a observé de magnifiques phénomènes d'injection et de résorption, et sur les bords du Kanderfirn, où l'on peut étudier le contact du granite avec sa couverture sédimentaire.

M. Weber décrit la traversée du Gasterntal à Goppenstein par le Loetschenpass, commençant par les formations mésozoïques de la nappe du Doldenhorn et la série autochtone du Lötschenpass, puis continuant par la série des schistes du

Lötschental. A propos de la zone des schistes amphiboliques de la partie S du massif de l'Aar, il parle en quelques pages des gisements de galène de Goppenstein.

Pour compléter ce tableau, M. Weber rend compte des observations qui ont été faites pendant l'avancement des galeries du tunnel du Lötschberg ; il décrit en particulier la traversée du front de la nappe du Doldenhorn ; il montre la série autochtone arrachée entre le socle granitique et la nappe chevauchante du Doldenhorn sur la région culminante et le versant N du dôme de Gastern, tandis qu'elle est conservée en un synclinal effilé, prolongé au-dessous du niveau du tunnel, au S du massif granitique ; il décrit aussi la traversée du granite de Gastern.

Le chapitre suivant, consacré aux sources de Louèche, est essentiellement emprunté aux diverses publications que M. Lugeon a faites à ce sujet.

Ensuite M. Weber entame la description du massif du Gothard et de ses bordures septentrionales et méridionales. Il commence cette étude par la zone de l'Urserental et rappelle à ce propos les interprétations données successivement par MM. Stapff, Baltzer, Koenigsberger et Buxtorf. Il passe ensuite à la zone du Nufenen et d'Airolo, et donne une série de profils passant par le Val Bedretto et le Val Piora : il donne une idée des principales formes métamorphiques que prennent dans cette région les schistes lustrés et décrit le caractère tectonique de cette zone, écrasée entre le pied enfoncé du massif du Gothard et les nappes cristallines tessinoises. Enfin il définit les caractères du massif lui-même avec sa structure en éventail et ses alternances de zones granitiques et schisteuses.

Vient ensuite un important chapitre, consacré à la vallée du Rhône. M. Weber rappelle à ce propos l'opposition qui existe encore entre les partisans de l'érosion glaciaire et ceux qui contestent cette érosion ; il cite les principaux dépôts morainiques laissés par les glaciers pendant les stades de retraits successifs de la dernière glaciation, en particulier la moraine buhlienne de Monthey et les moraines dauniennes de Brigue et de Grengiols; il parle des cônes de déjection, en partie considérables, qu'accumulent sur le fond de la vallée les affluents du Rhône, et du profil longitudinal de la vallée; puis il aborde la tectonique de cette vaste coupure, en commençant par la traversée des nappes préalpines, en continuant par la région de Monthey et Saint-Maurice, par la zone des Aiguilles-Rouges, par l'extrémité orientale du massif du Mont-

Blanc, pour aboutir dans le tronçon longitudinal Martigny-Brigue. A propos de ce dernier, M. Weber parle spécialement des environs de Saillon avec la source considérable de la Sarvaz et les marbres bien connus, aptiens d'après M. Lugeon ; puis, par une série de coupes transversales, il définit le caractère tectonique de la zone des Schistes lustrés et de la zone axiale houillière ; enfin il montre l'importance de l'énorme éboulement qui, avant le retour offensif du glacier du Rhône correspondant au stade de Gschnitz, a couvert tout le fond de la vallée entre Louèche et Saint-Léonard.

La dernière partie du livre de M. Weber est consacrée au territoire du Tessin et aux régions voisines d'Italie. L'auteur commence par décrire l'extension qu'ont prises sur ce versant des Alpes les glaciers pléistocènes de l'Adda et du Tessin et les diffluences multiples auxquelles cette extension a donné lieu; il traite la question de l'origine des lacs subalpins et se range aux côtés de ceux qui rattachent cette origine à un affaissement des régions intra-alpines; il parle aussi des alluvionnements considérables qui ont réduit dans de vastes proportions les volumes de ces lacs.

M. Weber donne un aperçu sommaire de la région porphyrique du lac de Lugano ; il expose les relations qui existent entre les porphyres permiens, et les sédiments du Carbonifférien d'une part, du Werfénien de l'autre; il établit la distinction entre les porphyrites et les quartzporphyres qui contribuent ici à la constitution du complexe éruptif et décrit en quelques lignes les caractères spéciaux des tuffs éruptifs.

Plusieurs chapitres se rapportent ensuite plus spécialement à la tectonique du Tessin méridional. Dans l'un, l'auteur décrit la région du San Salvatore avec son large synclinal triasique et de l'Arbostora avec ses accumulations de roches porphyriques; il parle aussi des argiles à feuilles de Calprino, qui, d'après K. Schmidt, seraient pliocènes, mais appartiennent plus probablement à la période interglaciaire Riss-Würm, comme l'admet A. Penck, et il cite la craie lacustre de Pazzalo, intercalée entre 2 moraines et d'âge interstadiaire.

Plus au S, M. Weber a étudié une coupe passant par le Monte San Giorgio et Ligornetto et montrant la série bien connue de Permien, de Trias, de Jurassique et de Crétacique, qui, plongeant au S, s'enfonce près de Ligornetto sous les argiles pliocènes. Au N de Lugano il a visité les environs de Manno, connus pour leurs gisements de Carbonifférien et qui ont fait l'objet de plusieurs études récentes de la part de MM. Taramelli, Tornquist et B. G. Escher. Enfin, M. Weber

consacre les dernières pages de son volume à la description des dépôts argileux qui couvrent le fond de la vallée de Scairolo et qui, d'après les dernières observations, se sont accumulés dans un bras du lac de Lugano, alors notablement plus élevé que de nos jours, pendant la période interglaciaire Riss-Würm.

Massifs cristallins autochtones. Nous devons au Père Placidus Hartmann du couvent d'Engelberg une description tectonique et pétrographique du **soubassement cristallin de la Dent de Morcles**, prolongement oriental du massif des Aiguilles Rouges (**54**).

La partie pétrographique de cette description commence par un chapitre consacré aux roches éruptives, parmi lesquelles l'auteur distingue les types suivants :

1° Des quartzporphyres qui forment dans les schistes des filons parallèles à la schistosité, du reste peu nombreux. Ces roches contiennent des macrocristaux de quartz et d'orthose et sont formées par une pâte en partie felsitique, composée d'orthose, de plagioclases et de quartz et pigmentée par de la chlorite. La texture de la roche est souvent devenue schisteuse par laminage.

2° Des roches aplitiques, qui existent ici en grande quantité sous forme de filons de toutes dimensions en relation avec une injection généralisée. Ces roches sont tantôt blanches, tantôt rouges, par suite d'une pigmentation de l'orthose. Le quartz est prédominant avec l'orthose ; il forme souvent avec les feldspaths des associations micropegmatitiques ; à l'orthose se mêle une certaine quantité d'oligoclase ; la biotite a été complètement chloritisée. Les aplites contiennent en outre presque toujours des grenats et souvent des hornblendes, dont la présence doit certainement être rattachée à des phénomènes de résorption.

A côté des aplites normales on en rencontre qui sont enrichies en biotite et en grenat et dans lesquelles la structure devient essentiellement microgranulitique avec des associations micropegmatitiques plus ou moins abondantes.

Toutes ces roches montrent, surtout à proximité des formations sédimentaires, des phénomènes de laminage et de cataclase.

3° Des micropegmatites qui peuvent atteindre un degré d'acidité extrême.

Les roches métamorphiques doivent être considérées comme dérivées de couches argileuses ou gréseuses ; elles ont passé en partie à l'état de cornes vertes, ou bien elles ont

subi une injection plus ou moins abondante, qui en a fait des schistes micacés ou des amphibolites.

Les cornes sont formées par un agrégat très fin de quartz, de feldspaths variés, de biotite et de mouscovite, auxquels se mêlent parfois en quantité très variable de l'amphibole et du pyroxène. La titanite et l'ilménite y sont abondantes ; l'apatite, le rutile, l'hématite s'y rencontrent presque toujours, mais en petite quantité. La texture est en général massive ; des traces d'injection se montrent presque toujours. L'altération de la roche a en général amené une chloritisation des minéraux basiques.

Ces roches transformées par laminage et par injection aplitique passent à des micaschistes, qui forment la plus grande partie des formations métamorphiques et qui sont reliées par une transition graduelle aux aplites proprement dites.

D'autre part on trouve par places des schistes amphiboliques, dans lesquels l'amphibole, en général fortement corrodée, est représentée par la hornblende commune.

Enfin M. Hartmann décrit des marbres blancs, presque purs, qu'il a observés au Six Carro et sous l'Alpe Sorniot.

Vient ensuite une description lithologique des sédiments carbonifériens et triasiques. Dans le Carboniférien l'auteur distingue d'abord les conglomérats, qui varient considérablement soit par les dimensions, soit par la nature de leurs éléments. Parmi ceux-ci, il est facile de reconnaître des aplites, des pegmatites, des quartzporphyres identiques à ceux qui existent dans le soubassement cristallin ; à ces roches se mêlent quelques éléments sédimentaires, en particulier des quartzites et des brèches aplitiques.

Les grès carbonifériens sont formés d'un mélange de grains de quartz et d'une fine pâte micacée (séricite, biotite, chlorite), qui contient une quantité importante de zircon et souvent aussi de l'ilménite, du leucoxène, de la pyrite, etc. Parfois les grès s'enrichissent abondamment en feldspath et passent ainsi à de véritables arkoses.

Quant aux schistes ardoisiers et aux anthracites carbonifériens M. Hartmann ne fait que les signaler.

Comme sédiments triasiques M. Hartmann décrit spécialement les arkoses de la base du système. Les grès sont formés en majeure partie de grains de quartz, auxquels se mêlent des débris de feldspath et qui sont cimentés par de la fluorine et de la calcite. Cette présence, très abondante par places, de la fluorine dans le ciment des arkoses constitue le caractère le plus frappant de ces roches.

Passant à la description purement géologique du soubassement cristallin de Morcles, M. Hartmann commence par reconnaître qu'il n'a pu retrouver dans les schistes métamorphiques aucun ordre de superposition normal, permettant une interprétation stratigraphique ou tectonique. Son attention s'est du reste portée essentiellement sur les zones de contact du Cristallin, d'une part avec le Carbonifférien, d'autre part avec le Trias. Il admet, avec Golliez, le contact discordant du Carbonifférien avec les schistes cristallins, mais il a reconnu que la netteté de la discordance a été souvent grandement effacée par des actions mécaniques.

La description de la zone de contact du Cristallin et du sédimentaire, que donne M. Hartmann, commence par la région que traverse le chemin montant de Lavey à Morcles et par les environs de Morcles. Le Cristallin comprend dans ce territoire des schistes fortement redressés, intensément injectés et traversés par de très nombreux filons d'aplite; ceux-ci comprennent des aplites blanches, mais surtout des aplites rouges, que Renevier appelait « porphyres rouges ». Sur la tranche de ces couches et de ces filons reposent, en discordance très marquée, les arkoses de la base du Trias, et, contrairement à la description de Renevier, on ne trouve ici aucune formation qu'on puisse attribuer au Carbonifférien. Au pied des arkoses existe un conglomérat de base à éléments aplitiques et, au contact même avec le Cristallin, M. Hartmann croit avoir constaté une véritable brèche de friction. Sur les arkoses viennent d'abord les schistes lie de vin, puis les calcaires dolomitiques du Trias supérieur.

M. Hartmann décrit ensuite la bordure septentrionale du synclinal carbonifférien au-dessus de Dorénaz. Ici le Cristallin comprend des schistes micacés fortement altérés contenant une grande abondance de quartz secondaire en veines et en amas irréguliers, puis des schistes amphiboliques et, coupant ces divers schistes, des filons d'aplites blanches. Sous Plex, on trouve aussi un quartzporphyre verdâtre, devenu schisteux par laminage. Le contact du Cristallin avec le Carbonifférien est nettement discordant et les couches de la base du Houiller commencent par des alternances de grès, de conglomérats granitiques en partie très grossiers, et de schistes noirs ardoisiers ; près de la base de ce complexe s'intercale un lit d'anthracite, qui a été exploité. Les conglomérats rouges qui existent près de Plex et qui ont été envisagés, en particulier par M. Schardt, comme permiens, sont en réalité inséparables du Carbonifférien et placés très près de la base de ce système.

Passant à la bordure méridionale du synclinal carbonifé-rien, M. Hartmann commence par noter que dans le bas des pentes, près du pont de Dorénaz, ce contact est compliqué par un repli, qui a provoqué une pénétration réciproque des deux complexes superposés. Le Cristallin comprend ici des micaschistes très riches en minéraux variés, des schistes in-jectés, gneissiques et des aplites franches ; les phénomènes d'injection sont particulièrement développés. Le contact entre cet ensemble et le Carbonifériен est souvent difficile à repérer exactement à cause de la profonde altération des roches ; il apparaît pourtant par places d'une façon nette. A la base du Carbonifériен se placent des brèches grossières comprenant des blocs de roches identiques à celles du soubassement, et une pâte marno-gréseuse, schisteuse, verdâtre, qui forme, aussi, entre les bancs de brèches, des lits schisteux. Ce com-plexe, déjà reconnu par Golliez et attribué par lui à un sys-tème plus ancien que le Carbonifériен, est en réalité le conglomérat de base du Houiller, particulièrement développé ici, mais certainement correspondant aux conglomérats du jambage nord du synclinal. La dimension des blocs cristallins dans ce dépôt peut dépasser 1 m^3, mais elle diminue progres-sivement à mesure qu'on s'éloigne du fond du synclinal. D'autre part, on voit s'intercaler bientôt entre les brèches et le Cristallin des sédiments psammitiques, soit dans le jam-bage S., soit dans le jambage N., du synclinal.

Le haut du jambage S. du synclinal carbonifériен est net-tement différent de ce qu'a cru Renevier ; il continue à s'éle-ver presque verticalement jusque vers le Haut d'Alesses ; il est ainsi coupé en discordance très accusée par le Trias du Portail de Fully et du Grand Chavallard.

M. Hartmann a étudié encore les conditions du contact entre le Cristallin et le Sédimentaire au S du synclinal car-bonifériен, dans le soubassement du Grand Chavalard, qui représente ici le prolongement du massif du Mont Blanc. Tandis que le bas des pentes est constitué surtout par des roches granitiques et aplitiques, la proportion des schistes cristallins plus ou moins injectés augmente progressivement vers le haut. Ce Cristallin, plongeant fortement au S., est recouvert directement, entre le Haut d'Alesses et Six Carro par les arkoses triasiques, que Renevier a attribuées à tort au Carbonifériен. Vers le Portail de Fully M. Hartmann a relevé un profil, d'après lequel le Trias, surmontant directe-ment le Cristallin, s'enfonce en coin au N sous les grès car-bonifériens ; il y aurait donc ici un pli ou une imbrication en retour. Au Grand Chavalard les arkoses triasiques sont en

transgression discordante sur le Cristallin du côté du S, sur le Houiller du côté du N.

L'auteur aborde ensuite la question de la genèse des formations considérées; parlant des schistes cristallins du soubassement de Morcles, il établit leur origine à partir de sédiments gréseux, argileux et, en très petite partie, calcaires ; il insiste ensuite sur le rôle prépondérant joué par les injections aplitiques dans la transformation de ces sédiments. Ces injections se sont produites indépendamment des phénomènes orogéniques à une époque plus ancienne que le Carbonifériен, qu'il n'est du reste pas possible de préciser.

D'autre part le complexe cristallin a été plissé et redressé avant le dépôt du Carbonifériен, qui le recouvre en discordance. La période carbonifériенne a été, par suite, pour une grande partie des massifs du Mont Blanc et des Aiguilles Rouges une période de dénudation, tandis que les produits de ces érosions s'accumulaient seulement dans certaines zones basses du relief. Ensuite est intervenu le plissement hercynien, qui non seulement a redressé les couches du Cristallin et du Carbonifériен, mais a encore provoqué dans celles-ci des transformations dynamiques en relation avec une cataclase étendue. Ce ridement fut suivi d'une nouvelle phase de dénudation, à laquelle succéda la longue période de sédimentation, qui se poursuivit du Trias jusque dans l'Eocène. Enfin les plissements alpins ont à la fois resserré le socle cristallin et poussé la couverture sédimentaire au N en de vastes nappes de recouvrement.

En terminant, M. Hartmann fait ressortir l'influence qu'a exercée la résistance très inégale des roches à la désagrégation sur le développement des formes du relief. Enfin, il tient à reconnaître le caractère incomplet de son travail, qui a dû être brusquement interrompu par suite de circonstances indépendantes de sa volonté.

Nappes helvétiques. M. Fr. de Loys (**55**) a découvert à la base du pli couché des **Dents du Midi** une série de petits affleurements de mylonite, qui peuvent être exactement identifiés avec ceux que M. Lugeon a signalés sous la nappe de Morcles. Cette lame cristalline ne peut se rattacher qu'au massif du Mont Blanc et implique l'enracinement de la nappe des Dents du Midi dans le synclinal de Chamonix.

M. M. Lugeon (**57**), reprenant la question de la lame de mylonite sous-jacente à la **nappe de Morcles**, a établi d'abord que cette lame se suit vers le S jusqu'au lac de Fully ; il a montré en second lieu que le jambage crétacique renversé de

la nappe de Morcles se prolonge jusqu'aux abords de Saint-Triphon, les marbres bien connus de cette localité en faisant partie et représentant de l'Aptien métamorphisé. Le synclinal de Morcles correspond ainsi à celui de Chamonix, la nappe de Morcles appartenait à la couverture du massif du Mont Blanc et la lame de mylonite est l'homologue des lames de gneiss du Mont Joly.

Dans une seconde note M. Lugeon (58) explique l'amincissement progressif vers le S de la couverture sédimentaire autochtone, qui sépare le Gneiss et le Carboniférien du massif hercynien de base et le synclinal tertiaire de Morcles, en admettant d'abord une importante phase d'érosion prénummulitique, puis, d'autre part, un entraînement sous la nappe de Morcles de la série autochtone, qui a été arrachée de son soubassement au-dessus des quartzites infratriasiques.

Enfin, M. M. Lugeon (56) a consacré une troisième notice à la tectonique du massif de Morcles; il a montré que le grand synclinal carboniférien du soubassement comprend plusieurs plis déjetés et empilés; il a établi que la discordance du Trias sur les formations sous-jacentes est beaucoup moins générale qu'on ne l'admet; enfin il a précisé la tectonique du cœur de la nappe de Morcles, qui est très différente de ce qu'avait cru Renevier, trompé par une confusion entre les calcaires à silex bathoniens et le Malm.

M. H. Adrian (51) a entrepris une nouvelle revision du territoire de la **vallée supérieure de la Kander** et des chaînes qui l'encadrent, de façon à compléter les observations faites antérieurement sur cette même région par divers auteurs, en particulier par MM. Helgers et Troesch.

M. Adrian commence l'exposé des faits qu'il a établis par un historique de la question, puis il fixe dans ses grandes lignes la tectonique générale des Hautes Alpes calcaires comme suit :

La nappe de Morcles se continue dans celle du Doldenhorn.

La nappe des Diablerets se continue dans celle du Gellihorn.

La nappe du Wildhorn se divise aux abords du lac de Thoune en 2 grandes digitations, celle des chaînes calcaires externes qui comprend le Gerihorn et la Standfluh, puis, plus loin, le Sigriswylergrat, le Pilate et la Rigihochfluh, et celle des Hautes Alpes calcaires proprement dites de la Suisse centrale et orientale, qui, encore simple dans la région du Kandertal et du Kiental, se digite à son tour vers l'E, de

façon à former les nappes du Drusberg, de l'Axen et du Mürtschenstock.

La nappe de Habkern, qui se superpose aux nappes helvétiques, comprend dans l'esprit de l'auteur les Préalpes internes et le Flysch du Niesen.

La région spécialement étudiée par M. Adrian est limitée au S par une parallèle passant par Kandersteg et le lac d'Oeschinen ; elle comprend à l'E et à l'W les lignes de faîte qui séparent la vallée de la Kander de celles de la Kien et de l'Engstligenbach; elle se termine en pointe au N entre la Kander et la Kien.

Dans l'important chapitre qu'il consacre à la stratigraphie des diverses unités tectoniques entrant en ligne de compte, M. Adrian commence par établir les caractères particuliers de la nappe des Diablerets, tels qu'ils apparaissent dans le soubassement de la Birre au N E de Kandersteg.

Les **formations éogènes** sont représentées ici premièrement par les grès de Taveyannaz, qui atteignent jusqu'à 100 m. d'épaisseur. Aux grès sont souvent associés des schistes feuilletés; d'autre part, il se développe dans ce complexe par places, de véritables bancs de conglomérats à gros éléments de granite, de quartz et de calcaire. Contrairement à ce qui se passe plus à l'W, il semble qu'ici les grès de Taveyannaz soient surmontés par une zone assez importante de schistes feuilletés à Foraminifères, mais il n'est pas absolument démontré que ces schistes appartiennent encore à la nappe des Diablerets et que leur superposition soit stratigraphique.

Sous les grès de Taveyannaz se placent des schistes à Globigérines, feuilletés et soyeux, probablement ludiens, qui sont supportés par les calcaires à lithothamnies du Bartonien. Ceux-ci reposent par places directement sur le Crétacique inférieur; par places ils sont séparés de celui-ci par une zone de brèche, formée d'un mélange d'éléments calcaires et argilo-sableux, ou bien aussi par une couche de schistes argileux rouges, probablement saumâtres.

Le niveau le plus élevé du **Crétacique** est dans cette partie de la nappe des Diablerets le Kieselkalk, qui est ici fortement recristallisé, peu siliceux, souvent schisteux et en général assez homogène, et qui ne contient comme fossiles que des débris de bélemnites.

Le **Valangien** comprend de haut en bas les 3 niveaux suivants :

1° Des calcaires échinodermiques, plus ou moins sableux en partie glauconieux, en partie pigmentés par de la limonite, ne contenant pas de fossiles déterminables.

2° Une puissante assise de calcaire oolithique, massif, que l'auteur identifie avec le calcaire de l'Oehrli. Ce niveau se divise dans la règle en une zone supérieure plus claire et au grain plus fin et une zone inférieure, plus foncée, mais il y a, à ce point de vue, des variations assez étendues d'un profil à l'autre.

3° Des schistes marneux, de couleur foncée, qui atteignent jusqu'à 150 m. d'épaisseur et qui correspondent au Berriasien.

Le Jurassique n'est représenté dans la nappe des Diablerets que par des lambaux informes de Hochgebirgskalk.

La nappe de Morcles ou du Doldenhorn possède à peu près la même série que celle des Diablerets, mais avec une épaisseur générale plus grande. En outre la brèche de base des dépôts éocènes y fait défaut ; le Sidérolithique y est plus développé ; le Kieselkalk est plus siliceux et rubanné ; le Valangien comporte des différences assez sensibles ; enfin la série jurassique y est conservée d'une façon beaucoup plus complète.

Comparant la série infracrétacique de la Birre avec les séries synchroniques de l'autochtone ou des nappes helvétiques inférieures, situées plus à l'E, M. Adrian est tenté d'admettre que, non seulement les schistes de la base, mais aussi les calcaires oolithiques, dits de l'Oehrli, appartiennent au Berriasien et que ces couches sont séparées par une lacune des calcaires échinodermiques sus-jacents.

D'autre part l'auteur remarque que les grès de Taveyannaz sont nettement transgressifs du N au S, reposant successivement sur les calcaires bartoniens, sur les calcaires de l'Oerli, sur les marnes berriasiennes et sur le Malm.

M. Adrian aborde ensuite l'étude stratigraphique de la nappe du Wildhorn, qui, dans la région considérée, commence à se diviser en une digitation inférieure passant par l'Elsighorn et le Gerihorn et correspondant aux chaînes calcaires externes de la Suisse centrale, et une digitation supérieure, partant du Hohwang et formant la région culminante du Dündenhorn, de l'Aermighorn et de la Bachfluh. A ces deux unités tectoniques correspondent 2 zones de sédimentation distinctes, sauf que, à l'W de la Kander, le faciès septentrional tend à empiéter sur la digitation supérieure.

La série du type septentrional, qui apparaît à l'Elsighorn, au Gerihorn et dans les territoires voisins, comporte une succession de dépôts éocènes, qui se modifie très rapidement du NW au SE. Vers le SE, en effet, elle commence à la base par les grès du Hohgant, de l'Auversien, puis est formée, au

niveau du Priabonien, d'abord par des calcaires à lithothamnies, auxquels se mêlent quelques schistes sableux, ensuite par des schistes à globigérines. Mais bientôt, vers le NW, les grès du Hohgant ont disparu et entre les schistes à globigérines et le Crétacique il n'y a plus que les calcaires à lithothamnies, qui par contre sont épaissis. Puis les calcaires à lithothamnies diminuent à leur tour d'épaisseur et s'effilent jusqu'à disparaître par places complètement, et, dans la région de l'Elsighorn, l'on voit s'intercaler entre le Crétacique et les schistes à globigérines, une épaisse série de schistes gréseux, qui semble commencer déjà dans l'Auversien et et qui ne contient plus que des lentilles de calcaire à lithothamnies. Dans la région la plus externe des plis de l'Elsighorn une zone de schistes calcaires s'intercale dans ces formations gréseuses. L'ensemble de ces dépôts éocènes repose en discordance sur le Crétacique, de façon à recouvrir successivement du N au S les couches de Drusberg et l'Urgonien.

Les schistes à globigérines ont ici leur faciès bien connu et renferment d'assez nombreux Fucoïdes. Les calcaires à lithothamnies, qui se placent vers la base du Priabonien, ont une composition assez variable, les algues calcaires y cédant parfois presque complètement la place aux foraminifères et aux débris d'échinodermes ; *Orthophr. sella* y est particulièrement abondante. Les schistes sableux, ou schistes du Hohgant, qui sont si développés vers le N, ne contiennent comme fossiles que de mauvais débris de *Pecten*, de *Cardium*, etc... Les schistes calcaires, qui s'intercalent au N de l'Elsighorn dans les précédents contiennent des nummulites. Le complexe des schistes du Hohgant comprend en outre des couches de grès bitumineux et de schistes foncés, contenant de véritables lits de charbon et, par places, des amas de coquilles indéterminables, qu'il faut envisager comme des formations lagunaires ; ces dépôts se sont formés surtout à la base du Priabonien, mais ils paraissent en partie occuper un niveau plus élevé. Enfin, là où les schistes du Hohgant recouvrent directement le Crétacique, l'on trouve souvent à leur base un niveau de marnes bariolées et de conglomérats à éléments urgoniens, qui jouent ici le rôle de formation de base de la transgression éocène. Dans la région plus méridionale, où les grès du Hohgant se superposent à l'Urgonien, ces complexes sont séparés par une zone de calcaires bitumineux et charbonneux, contenant par places de nombreuses coquilles de mélanies.

M. Adrian n'a trouvé aucune trace de Lutétien dans la succession de dépôts décrite ci-dessus.

La série crétacique de la digitation externe de la nappe du Wildhorn se termine déjà avec l'Urgonien inférieur, qui est toujours plus ou moins oolithique et contient de nombreux Miliolidés. Ce n'est guère qu'à sa base qu'on trouve la trace d'une macrofaune, composée de Cidaridés, de Brachiopodes et de Lamellibranches. Sous l'Urgonien viennent les couches schisteuses de Drusberg, du Barrêmien inférieur, à la base desquelles on trouve, par places, une mince zone de calcaires échinodermiques et glauconieux à *Terebr. moutaniana*, *Hoplites neocomiensis*, fragments de Belemnites, etc..., qui correspond à la couche de l'Altmann. Le complexe du Kieselkalk, qui vient ensuite, paraît représenter à la fois l'Hauterivien et le Valangien supérieur; il tend à devenir vers la base moins schisteux et moins quartzeux, plus compact et plus riche en silex; il se termine vers le bas, au moins à certains endroits, par une mince couche glauconieuse pétrie de bélemnites; il est supporté par les marnes valangiennes, qui représentent ici le niveau le plus ancien conservé.

Les déformations tectoniques sont très fréquentes dans cette série et il faut attribuer à une cause de ce genre la superposition directe des calcaires à lithothamnies sur l'Urgonien, que l'on constate à différents endroits.

La série qui forme la digitation supérieure de la nappe du Wildhorn, et qui est développée dans la région de la Bachfluh, de l'Aermighorn, du Dündenhorn et du Zahlershorn, est nettement différente de celle qui vient d'être décrite.

Dans l'Eocène le Priabonien prend en entier le faciès schisteux à globigérines; l'Auversien est formé par des grès quartzeux et des schistes gréseux, qui tantôt alternent, tantôt, spécialement vers le N, se superposent, les grès formant la base, les schistes la partie supérieure; cet étage est souvent séparé du Lutétien par une couche glauconieuse, riche en phosphorite et contenant des coquilles de dentales. Le Lutétien apparaît ici sous la forme d'une couche, épaisse de 7 à 10 m., de calcaire ocreux et quartzeux avec *Num. complanata*, *Num. perforata*, *Orthophr. discus*, etc....

Le Crétacique est beaucoup plus complet que plus au N; le Sénonien n'apparaît que dans les régions les plus internes, sous la forme de schistes marneux peu épais; le Seewerkalk, qui représente probablement le Turonien et le Cénomanien, est toujours très peu puissant (2 m.). L'Albien présente des variations étendues : dans le versant oriental du Knubel

il est entièrement formé par des grès à grosses concrétions calcaires ; plus au S, dans la chaîne de l'Aermighorn, ces grès concrétionnés n'en constituent que la partie supérieure et au-dessous d'eux on trouve d'abord une zone à *Inoc. concentricus*, puis des grès glauconieux, qui paraissent équivalents au niveau de Twirren et enfin des marnes foncées qui correspondent aux marnes du Fluhbrig. Le Gargasien est représenté par des calcaires échinodermiques, gréseux et souvent glauconieux, dont l'épaisseur varie notablement. Toute cette série est très pauvre en fossiles.

L'Urgonien, qui peut atteindre 400 m. d'épaisseur, comprend certainement le Bedoulien et le Barrêmien ; sa partie supérieure contient de nombreux fossiles de *Pteroc. pelagi*, *Req. ammonia*, *Orbitolina lenticularis :* il est limité à sa base par une zone riche en pyrite, qui s'appuie directement sur le Kieselkalk. Celui-ci présente son faciès habituel ; il diminue rapidement d'épaisseur vers l'W et paraît comprendre vers l'E une partie du Valangien ; il repose sur des marnes valangiennes, à peu près stériles, du faciès bathyal. Par places seulement on trouve au niveau du Valangien des couches calcaires rappelant le faciès plus septentrional.

Le Jurassique supérieur est formé en majeure partie par la masse, épaisse de 80 à 100 m., des calcaires bien connus du Malm, au-dessous desquels viennent d'abord des calcschistes foncés, assez riches en ammonites et belemnites, de l'Argovien ; l'Oxfordien paraît manquer ici ; il n'a en tout cas pas été déterminé de façon certaine. Dans le Jurassique moyen le Bajocien et l'Opalinien sont seuls bien développés ; le Bajocien est représenté par des quartzites et des grès ferrugineux, dont l'épaisseur atteint 250 m. ; l'Opalinien prend son faciès schisteux habituel. Quant au Bathonien et au Callovien, ils n'existent que vers le S, au Dündenhorn et au Zahlershorn ; le Callovien n'est représenté que par une couche de 1 m. d'épaisseur d'un calcaire oolithique et ferrugineux, contenant des ammonites de la zone à *Rein. anceps* ; le Bathonien est aussi très peu épais, oolithique et ferrugineux ; il est caractérisé par *Oppelia fusca*, *Perisph. moorei*, *Perisph. arbustigerus*, *Park. parkinsoni*, etc.

Enfin, dans les lambeaux des nappes préalpines inférieures qui sont conservés dans la région considérée, M. Adrian a trouvé avec leur faciès habituel des grès et schistes du Wildflysch, des brèches du Niesen, des couches rouges, des calcaires marneux probablement oxfordiens, des calcaires bréchiformes du Lias, des cornieules, des gypses et des grès du Trias.

Ensuite M. Adrian aborde successivement l'étude tectonique des diverses nappes qui entrent dans la constitution des Alpes du Kandertal.

La nappe du Doldenhorn est limitée dans le territoire considéré à la partie inférieure des pentes qui dominent le lac d'Œschinen au N, où l'on voit une tête anticlinale culbutée de Crétacique et d'Eocène s'enfoncer sous le bord radical de la nappe des Diablerets.

La nappe des Diablerets ou du Gellihorn forme le socle du massif du Dündenhorn, du Zahlershorn et de la Birre et affleure au S, à l'W et au N W. de ce massif. Le Malm n'y est conservé que comme charnière anticlinale enfoncée au N, mais il se suit d'une façon assez continue entre les vallées de la Kander et de la Kien, où il a été jusqu'ici faussement interprété. Le Valangien est accumulé en une énorme masse replissée et digitée dans le soubassement de la Birre et du Dündenhorn. Son front plongeant est enveloppé, au S de Mitholz et du Stegenbach, par la série de l'Hauterivien, de l'Urgonien et de l'Eocène, qui pénètre en plusieurs coins synclinaux dans sa masse. D'après la forme prise ici par les formations de la nappe des Diablerets, il est certain que celle-ci s'est comportée passivement pendant la dernière phase de son extension au N et qu'elle a subi l'entraînement de la nappe du Wildhorn.

La nappe du Wildhorn prend, comme on le sait, un développement beaucoup plus considérable que les deux nappes sous-jacentes dans la région du Kandertal et du Kiental. Ici la zone synclinale, qui sépare si nettement plus loin les chaînes calcaires externes de la nappe du Drusberg, n'est pas encore franchement délimitée ; elle comprend un système de cinq synclinaux empilés, qui se suivent depuis le versant occidental de la vallée de la Kander jusqu'à la Kien, mais subissent sur cette longueur une transformation profonde. A l'W de la Kander le premier de ces synclinaux, très peu développé, marque une simple digitation du pli le plus profond visible ; les trois suivants se superposent verticalement et s'empilent en une masse isoclinale, fortement laminée, qui se moule sur les plis inférieurs et est recouverte par le grand anticlinal couché de l'Elsighorn ; le 5e synclinal s'intercale entre l'anticlinal de l'Elsighorn et celui du Kirchhorn, auquel il se relie par un jambage vertical. A l'E de la Kander le pli de l'Elsighorn subit une réduction très rapide et les synclinaux qu'il recouvrait tendent à s'échelonner de plus en plus du N au S ; par contre, le 5e synclinal se couche à

son tour sous le prolongement amplifié de l'anticlinal du Kirchhorn. Dans la région du Gerihorn et du Farnital tout ce système de plis est morcelé par un réseau compliqué de failles au rejet vertical, les unes longitudinales, les autres transversales, qui rendent l'interprétation tectonique très difficile. En outre, une surface de glissement inclinée vers le S E, qui suit le haut Farnital et se place dans le prolongement du synclinal 5, détermine un contact mécanique entre le faisceau des plis externes et le front des plis internes, conservé à la Bachfluh. Je ne puis suivre ici l'auteur dans les détails de ses observations ; qu'il me suffise de constater que son interprétation diffère essentiellement de celle de MM. Gerber, Helgers et Trœsch et qu'il est arrivé en particulier à contester l'existence de toute trace de la nappe de l'Augstmatthorn dans ces parages.

Au S de ces plis externes le complexe des plis internes commence avec l'anticlinal qui se marque à l'W de la Kander au Kirchhorn, passe ensuite au SE du Giesenengrat et aboutit à la Bachfluh, au S de Kiental. Ce pli se déjette assez fortement au NW à l'W de la Kander ; dans la région de la Bachfluh il est compliqué d'une part par la surface de glissement, dont j'ai parlé ci-dessus, d'autre part par plusieurs failles, dont l'une, longitudinale, provoque une chute brusque de l'Urgonien dans le versant SE de la Bachfluh, dont d'autres, coupant transversalement le pli, ont déterminé la formation, vers l'extrémité SW de la chaîne, de véritables fossés, dans lesquels sont conservés des lambeaux de dépôts préalpins.

Ensuite vient l'important synclinal de Gollitschen et de l'Ærmighorn, qui semble s'amortir rapidement entre l'Ærmighorn et la vallée de la Kien. Ce synclinal s'appuie au SE contre la masse de Dogger et Malm qui forme le Schersaz et qui, par le Schwarzgrätli, se continue jusque vers Giesenen. Plus au S encore, on trouve le bord radical de cette série médiojurassique au Dündenhorn, dont elle forme le sommet, au Zahlershorn et à la Birre ; à la Birre, ce Jurassique chevauche directement sur le dos de la nappe des Diablerets, mais vers l'E on voit s'intercaler entre ces deux unités, avec une importance croissante, une tête de pli couchée et digitée, comprenant des schistes de Berrias et du Malm, qui forme le Zägigrat et la plus grande partie de la pyramide du Dündenhorn et qui représente une digitation inférieure de la nappe du Wildhorn.

M. Adrian parle ensuite de la masse broyée, sur laquelle

repose la nappe du Wildhorn en avant du front de la nappe des Diablerets. Cette masse est formée en majeure partie de grès de Taveyannaz et de schistes du Flysch, arrachés à la nappe des Diablerets, mais il s'y mêle, en quantité très variable, des éléments provenant de couches plus profondes de la même nappe et d'autres qui font partie de la nappe de Habkern. Vers le S, entre Giesenen, Mitholz et la Birre, le mélange de ces éléments divers est complètement désordonné et les roches crétaciques de la nappe des Diablerets sont particulièrement abondantes. Vers le N, tout autour du Gerihorn, les éléments des deux nappes de Habkern et des Diablerets tendent à se séparer ; directement sous la nappe du Wildhorn on trouve presque toujours les grès de Taveyannaz, puis, au-dessous de ceux-ci, les formations préalpines. De ces faits il résulte qu'après la mise en place de la nappe de Habkern, les nappes des Diablerets et du Wildhorn se sont développées de façon que le dos de la première avec les formations préalpines qui le recouvraient ont été labourés par la seconde pendant sa poussée plus rapide au N. Enfin la culbute des nappes au N a dû être accentuée, probablement en relation avec le développement de la nappe du Doldenhorn. Il est en tout cas certain que les terrains préalpins ont complètement encapuchonné les nappes helvétiques et qu'ils se trouvent aussi bien sur la nappe du Wildhorn, qu'entre celle-ci et celle des Diablerets et que sous cette dernière.

M. Adrian consacre un dernier chapitre, peu développé du reste, à l'étude des dépôts pléïstocènes de la région considérée ; il décrit sommairement les moraines des glaciers de la Kander, de la Kien et de l'Engstligen ; il parle très brièvement des formations d'éboulement ; enfin il traite en quelques lignes la question de la genèse de la vallée de la Kander et des vallées torrentielles affluentes.

La Commission géologique suisse a fait paraître une carte au 1 : 25000, établie d'après les levers géologiques de M. A. Buxtorf pour la plus grande partie, de MM. E. Baumberger, G. Niethammer, et P. Arbenz pour certaines régions (53).

Le territoire de cette carte comprend la partie frontale des nappes helvétiques depuis l'Axenstrasse et les environs de Schwytz à l'E jusqu'à Beckenried et les 2 Nasen à l'W. Au S nous avons le front de la nappe de Drusberg dans les environs de Morschach et Brunnen, et surtout entre Seelisberg et Beckenried. Dans la partie moyenne s'étend la zone des chaînes externes, qui prolonge les plis du Pilate et du Bür-

genstock et comprend le Vitznauerstock et la Rigihochfluh. La carte de M. Buxtorf fait admirablement ressortir le décrochement transversal, suivant lequel les plis du Vitznauerstock ont été repoussés au NW ; elle montre l'existence au Vitznauerstock et à la Rigihochfluh de 2 anticlinaux crétaciques séparés par un synclinal éocène et comme écrasés contre le buttoir molassique du Rigi.

La partie N de la carte correspond au massif de Nagelfluh du Rigi et aux environs du Lac de Lowerz.

Dans une courte notice consacrée à la structure des **Alpes glaronnaises**, M. J. Oberholzer (61) a montré que la tectonique de la région de ces montagnes située à l'E de la Linth est encore beaucoup plus compliquée qu'on ne l'a admis. Il a distingué 3 nappes superposées :

1° La nappe de Glaris, formée d'une série commençant avec le Verrucano et se terminant par l'Eocène, qui forme la partie S du Schilt-Mürtschenstock.

2° La nappe de Mürtschen, formée aussi par une succession s'étendant du Verrucano à l'Eocène, qui constitue la partie principale du massif du Mürtschenstock.

3° La nappe du Säntis, qui se superpose à la précédente sur le versant N du Neuenkamm.

Dans le massif de Magereu-Guscha la délimitation est plus difficile ; M. Oberholzer a pu pourtant reconnaître que le Verrucano et le Trias de la région moyenne, méridionale et orientale du massif appartiennent à la nappe de Mürtschen, ainsi que les formations correspondantes des Graue Hörner, du Ringelpass et du Segnes, tandis que le Lias, qui forme l'arête de Magereu et qui y repose en discordance évidente sur son soubassement, fait partie de la nappe plus élevée de l'Axen.

Dans le massif du Kärpf les 2 nappes de Glaris et de Mürtschen sont représentées, mais ne sont pas toujours faciles à délimiter.

Enfin, M. Oberholzer remarque que le soubassement direct des nappes helvétiques dans les Alpes glaronnaises est toujours constitué par le Wildflysch, qui lui-même recouvre les niveaux les plus divers de l'Eocène autochtone. L'indépendance tectonique du Wildflysch est ainsi démontrée une fois de plus.

Nappes préalpines. M. Ch. Sarasin (64), qui avait commencé déjà en 1907 avec M. L. W. Collet la révision de la région de la **zone des Cols** comprise entre le Rhône et la Grande Eau, a consacré à la description de ce territoire une nouvelle notice.

L'auteur commence par reconnaître l'erreur qu'il avait

commise antérieurement, en considérant le Flysch du Niesen comme la couverture tertiaire de la nappe du Wildhorn décollée et entraînée sous les nappes préalpines ; il admet que le Flysch du Niesen fait partie de la même grande unité tectonique, à laquelle appartiennent les sédiments mésozoïques des Préalpes internes. Dans les formations préalpines qui se superposent aux plis couchés de Morcles et des Diablerets il distingue 3 éléments tectoniques fondamentaux : 1° la zone imbriquée de base, à laquelle appartient la lame de Néocomien à Céphalopodes avec divers autres éléments mésozoïques et tertiaires, 2° la masse principale des formations des Préalpes internes, qui se moulent sur les éléments sous-jacents et forment de longs plis couchés vers le NW, 3° le complexe de la Brèche du Chablais-Hornfluh, qui se superpose aux plis inférieurs de la zone des Cols et s'enfonce synclinalement au S entre ceux-ci et les plis supérieurs.

M. Sarasin rappelle les caractères stratigraphiques de la série des Préalpes internes qui comprend :

1° Des gypses et des cornieules triasiques.

2° Des calcaires foncés du Lias inférieur avec *Arietites conybeari* Sow. et des schistes noirs représentant tout le Lias moyen et supérieur, fossilifères seulement dans le haut, où ils contiennent *Harp. serpentinum* Rein. et *Gram. thouarsense* d'Orb.

3° Le Dogger encore schisteux à sa base, qui renferme des Posidonies et des Ludwigia, puis formé essentiellement par des calcaires noirs, spathiques et gréseux, à Zoophycos.

4° Des schistes gris, marno-calcaires, à *Bel. hastatus* et *Rhacophyl. tortisulcatus.*

5° Des calcaires, gris-clair, compacts du Malm.

6° Le Crétacique qui comprend le complexe marno-calcaire du Néocomien à Céphalopodes et les calcaires vaseux à Globigérines du Crétacique supérieur, mais qui n'apparaît que dans les écailles inférieures des Préalpes internes.

7° Le Flysch, qui est formé à la base par des schistes gris finement gréseux, « Schistes de l'Encrènes », puis est constitué pour la plus grande partie de puissantes assises de grès et de brèches polygéniques, auxquels sont mêlés par places, tantôt des calcaires à grain fin siliceux, tantôt des calcaires à lithothamnies et nummulites. Parmi ces nummulites il a été possible de déterminer les deux formes, microsphérique et mégasphérique, de *N. brongniarti*, ce qui permet d'attribuer le complexe de la Brèche polygénique au Lutétien supérieur ou à l'Auversien et les schistes sous-jacents au Lutétien.

Dans la série de la Brèche du Chablais-Hornfluh le Trias

est caractérisé par l'absence du gypse et par le développement important qu'y prennent les calcaires dolomitiques.

Le Jurassique est formé par une série de calcaires bréchoïdes, dans laquelle on peut distinguer de bas en haut :

1° Des calcaires spathiques, foncés, contenant des belemnites du type de *B. niger* et passant par places à des brèches calcaires plus ou moins grossières.

2° Des calcaires clairs, constitués presque uniquement de débris de Pentacrines, auxquels se mêlent des éléments dolomitiques.

3° Des calcaires noirs, grenus, très riches en silex.

Cette série représente très probablement seulement la Brèche inférieure du Chablais et correspond au Lias.

Passant à l'étude tectonique de la région considérée, M. Sarasin commence par rappeler que la zone des Cols est constituée par un empilement de plis couchés au NW, effilés et écrasés entre les plis haut-alpins et la base de la nappe des Préalpes médianes. Dans leur ensemble les couches sont incurvées synclinalement entre le front des plis haut-alpins et la zone de contact avec les Préalpes médianes et présentent ainsi une disposition analogue à ce qu'on trouve d'une part dans le territoire de la Brèche du Chablais, d'autre part dans la région comprise entre la chaîne du Niesen et la chaîne Laitmaire-Gastlosen.

La série de la Brèche qui s'enfonce en un profond synclinal du NW au SE dans les formations des Préalpes internes, permet de distinguer parmi les plis que forment ces dernières un groupe inférieur, sous-jacent au synclinal de brèche, et un groupe supérieur, sus-jacent.

Le groupe des plis inférieurs comprend 3 anticlinaux couchés : le premier est formé par les énormes masses de Trias qui se trouvent dans les pentes dominant Bex et Ollon, puis dans la région de Panex et Plambuit ; de là la tête de ce pli apparaît dans les pentes qui dominent la Grande Eau à l'E, mais elle est de moins en moins entamée, en sorte qu'elle est bientôt enveloppée de Flysch ; c'est ce Flysch qui apparaît en grande masse à l'E et au NE du Sépey. Le synclinal qui sépare cet anticlinal du suivant est marqué par une zone de Lias qui se suit depuis le ravin de la Gryonne par Huémoz jusqu'au-dessus de Panex et Plambuit.

Le second anticlinal est formé par le Trias du ravin de la Gryonne, des environs de Villars et des Ecovets. Ce Trias supporte une série puissante de dépôts jurassiques qui enveloppent depuis les cascades du Dard vers le NE sa charnière

anticlinale. Ces dépôts marquent dès lors la trace de l'anticlinal, qui passe par la Forclaz et près de Vers l'Eglise dans la vallée des Ormonts ; au N de la Grande Eau ils se superposent au Flysch d'Aigremont, qui s'enfonce ainsi synclinalement entre le 1er et le 2e anticlinal.

Le synclinal qui sépare le 2e anticlinal des Préalpes internes du 3e s'emboite vers le S dans celui qui sépare les deux plis haut-alpins de Morcles et des Diablerets, mais le Trias préalpin est séparé ici des formations haut-alpines par une zone d'écailles, très épaisse par places, dont fait partie la lame de Néocomien à Céphalopodes.

Le 3e anticlinal de la zone des Cols se moule sur le pli des Diablerets, tout en prenant une forme beaucoup plus effilée que celui-ci. Le Trias de sa base n'apparaît qu'entre la Gryonne et le pied des Rochers du Vent ; par contre, sa série jurassique se suit facilement depuis Ensex jusqu'au dessous de Brettaye, constamment surmontée par le Trias de la base de la série de la Brèche ; depuis là la série jurassique est séparée de la nappe de la Brèche par un complexe de Flysch qui s'épaissit rapidement vers l'W, qui constitue en grande partie la crête de la Truche, entre les Ecovets et le Chamossaire, et qui continue de là, en passant sous le Chamossaire jusqu'au S-E de la Forclaz, pour s'amincir ici aussi rapidement vers l'E.

Les formations jurassiques du 3e anticlinal apparaissent en fenêtre sur plusieurs points sous les calcaires du Chamossaire, ils forment d'autre part une zone importante jusqu'un peu en amont de Vers l'Eglise. Entre Vers l'Eglise et le hameau des Diablerets, ce pli paraît être complètement déchiré en relation avec une complication qui met en contact direct les plis 2 et 4.

Passant à l'étude tectonique du complexe de la Brèche du Chamossaire, M. Sarasin établit que celui-ci est partout en contact purement mécanique soit avec l'anticlinal 3 qui le porte, soit avec les plis supérieurs de la zone des Cols qui le recouvrent, sans aucune liaison ni avec l'un, ni avec les autres. La série du Chamossaire, formée de Trias et de Lias, représente une grande dalle, qui s'enfonce vers le S-E entre les plis inférieurs et supérieurs de la zone des Cols ; cette dalle montre diverses complications et est interrompue par places, ainsi dans le versant S de la vallée des Ormonts, par des déchirements ; elle se retrouve pourtant encore vers l'E jusque près du hameau des Diablerets, où elle forme le Rocher du Truchaud, et elle apparaît dans le versant S de la

chaîne du Chaussy depuis les environs de Vers l'Eglise jusqu'en face de la Comballaz. Vers le S-E elle s'enfonce sous une puissante masse chevauchante, comprenant du Trias, du Jurassique et du Flysch et correspondant aux plis supérieurs de la zone des Cols. Le premier de ces plis apparaît d'abord dans la région du Col de la Croix représenté par d'énormes masses de Trias, qui supportent une série très inégalement épaisse de Lias et Dogger. L'ensemble de ces couches s'amincissent rapidement vers le N W, où elles sont recouvertes par le Flysch très épais qui forme l'arête de l'Encrênes et les sommets du Meilleret et de la Truche. Le Trias et le Jurassique de ce pli se suivent jusque dans la région du hameau des Diablerets, et forment au N de cette localité le soubassement de l'énorme masse du Flysch du Chaussy, mais ils ne paraissent pas s'étendre loin dans la direction du front du pli ; le Flysch les dépasse de beaucoup, décollé, et chevauchant directement sur la dalle de Brèche du Chamossaire.

Sur ce pli il s'en développe un second, qui n'est visible qu'au N des Ormonts et qui se marque par un dédoublement de la série triasique-jurassique comprise entre le front du pli du Wildhorn et la série du Flysch du Niesen.

Examinant les relations qui existent entre les plis qu'il a constatés dans la zone des Cols et les plis haut-alpins, M. Sarasin commence par montrer que les trois digitations frontales du pli des Diablerets sont complètement encapuchonnées par une zone imbriquée, de structure très compliquée et comprenant un enchevêtrement de Flysch, de Crétacique et de Jurassique. Il établit ensuite que son anticlinal III de la zone des Cols n'est qu'un vaste encapuchonnement de la nappe des Diablerets, décollé et effilé dans la direction du N W et que les anticlinaux supérieurs de la zone des cols, IV et V, auxquels appartiennent les masses triasiques du Col de la Croix et du Col du Pillon, ainsi que le Jurassique et le Flysch susjacents font partie de la couverture de la nappe du Wildhorn, aussi entraînée et effilée vers le N. A ce propos, il signale le fait de l'existence d'une importante zone de calcaires nummulitiques, absolument identiques aux calcaires priaboniens à orthophragmines de la nappe du Wildhorn, sur la rive droite de l'Eau-Froide. Ces calcaires, intercalés ici entre la zone imbriquée qui encapuchonne la tête du pli des Diablerets et le Trias de la base du pli IV représentent certainement le front effilé de la nappe du Wildhorn. C'est donc la poussée exercée par la nappe du Wildhorn qui a amené les plis supé-

rieurs de la zone des Cols sur les plis inférieurs et sur la dalle de Brèche du Chamossaire .

M. Sarasin signale encore l'existence sur le versant gauche de la vallée de la Grande-Eau, en aval du Sépey, entre le front des plis de la zone des Cols et le bord radical des Préalpes Médianes, d'une zone imbriquée, comprenant un mélange très compliqué de Trias, de divers niveaux du Jurassique et du Crétacique et de Flysch et qui paraît être formée d'éléments arrachés à la base et au front de la nappe des Préalpes médianes pendant sa poussée au N W.

Dans son chapitre de conclusions, M. Sarasin établit d'abord l'identité absolue du Flysch de la zone des Cols avec celui de la zone du Niesen ; il montre d'autre part que la série de la Brèche du Chamossaire représente dans la zone des Cols un faciès étranger, qui se rattache d'autre part étroitement à la série de la Brèche du Chablais-Hornfluh. Il admet comme établi que les plis supérieurs des Préalpes internes sont nés sous l'effet de la poussée de la nappe du Wildhorn, tandis que les plis intérieurs sont en relation directe avec les nappes des Diablerets et de Morcles. Le synclinal principal qui sépare ces deux groupes de plis est rempli par les formations de la nappe de la Brèche, qui était ainsi déjà en place avant les poussées qui ont bouleversé la zone interne des régions préalpines. L'absence d'éléments des Préalpes médianes dans ce synclinal doit s'expliquer par les déchirements étendus survenus dans cette nappe, soit en Chablais, soit en Suisse.

Pour faire cadrer les faits observés entre Rhône et Grande-Eau avec la tectonique du Chablais d'une part, des Préalpes bernoises d'autre part. M. Sarasin admet ce qui suit :

Le bord radical des Préalpes médianes, tel qu'il existe au NW de la Grande-Eau inférieure, devrait s'incurver en une charnière anticlinale autour des plis inférieurs des Préalpes internes, puis s'effiler entre ceux-ci et la dalle de la Brèche du Chamossaire.

Sur cette dalle se superposent sans jambage renversé les plis supérieurs des Préalpes internes comprenant les affleurements triasiques-jurassiques de la zone des Cols proprement dite et la puissante masse du Flysch du Niesen. Ces plis sont recouverts depuis la Gummfluh jusqu'aux Spielgerten par les nappes des Préalpes médianes et de la Brèche. Or entre la Gummfluh et l'Etivaz on voit les formations mésozoïques de ces nappes encapuchonner en partie le front du Flysch du Niesen et il est logique d'admettre que par cet enveloppement anticlinal ces formations vont se raccorder avec le synclinal du

Chamossaire par l'intermédiaire d'un jambage renversé supprimé par étirement.

A l'W du Rhône les plis inférieurs des Préalpes internes apparaissent à peine, d'abord parce qu'ils ont été réduits par laminage à une zone compliquée d'écailles comprise entre la Molasse rouge et la base de la nappe de la Brèche, ensuite parce que leur tête est cachée en profondeur. Celle-ci doit pourtant exister et former le cœur de l'anticlinal de Trias, de Vionnaz, qui chevauche sur le synclinal de Flysch du Col de Recon. Par cette supposition on arrive logiquement à l'homologie tectonique absolue entre la vasque de Brèche de Tréveneuze et celle du Chamossaire.

L'absence du Flysch du Niesen dans les Préalpes du Chablais doit donc s'expliquer par le fait que les plis supérieurs des Préalpes internes, ayant dû se superposer à la masse de Tréveneuze, sont aujourd'hui supprimés par l'érosion.

Les masses de Brèche de la Gummfluh-Hornfluh ne sont pas l'homologue de celles du Chablais ; elles appartiennent à des parties plus internes des nappes des Préalpes médianes et de la Brèche, puisqu'elles se superposent aux plis supérieurs des Préalpes internes.

Dans un post-scriptum, M. Sarasin parle de la découverte faite par M. Lugeon aux environs de Gsteig de lames de Schistes de Casanna à la base du Flysch du Niesen. Il remarque à ce propos qu'entre ces schistes cristallins et la masse principale du Flysch du Niesen s'intercalent, en une superposition non encore éclaircie en détail, des éléments divers. La relation existant entre la nappe du Grand-Bernard et le Flysch du Niesen n'est donc pas encore aussi évidente que l'admet M. Lugeon. L'hypothèse qui paraît la plus probable pour l'enracinement des nappes des Préalpes internes est la suivante :

La nappe du Mont-Bonvin, enracinée près de Sierre, comprend la zone imbriquée de base que nous retrouvons directement superposée aux plis de Morcles et des Diablerets.

Les plis inférieurs des Préalpes internes correspondent à la « zone des racines au N de Sion » de M. Lugeon, tandis que les plis supérieurs doivent s'enraciner plus au S et correspondre au revêtement de la nappe du Grand-Bernard. Dans ces plis le Jurassique est presque entièrement schisteux et le Flysch est très largement transgressif.

La notice de M. Sarasin est accompagnée de deux planches de profils.

Le même auteur a donné sous forme de compte rendu un très bref exposé de ses observations et de ses idées (65).

Alpes du Tessin. — M. W. Radeff (62) a exploré en détail la région triangulaire qui s'étend entre le Centovalli au N, la frontière italo-suisse à l'W et le lac Majeur au SE et dont les points culminants sont le Gridone et le Cortone.

Ce territoire se divise du N au S en huit zones pétrographiques :

1° La zone des gneiss de la Melezza, auxquels se mêlent des amphibolites et des pegmatites en bancs et en filons ;

2° Une zone formée de marbres, d'amphibolites et de gneiss schisteux, qui passe par Suolo, Dorca, Carnee, Pian del Barco ;

3° Une seconde zone de gneiss dite de Remo ;

4° Une zone formée de marbres, de quartzites micacées et de micaschistes et contenant par places du gypse, par places des amphibolites ; ce complexe commence vers l'E au S de San Lorenzo, forme le sommet de la Corona dei Pinci, puis passe dans le versant N du Pizzo Leone ;

5° Une troisième zone de gneiss dite du Pizzo Leone ;

6° Une zone de marbre, qui apparaît dans le versant S du Pizzo Leone et se continue vers l'W, avec une épaisseur maximale de 20 m. ;

7° Une zone de roches amphiboliques et péridotiques, auxquelles se mêlent des gneiss et des pegmatites. Ce complexe peut atteindre plus de 1000 m. d'épaisseur ; il commence au N d'Ascona et prend surtout un grand développement dans le versant N du Gridone ;

8° Une zone de marbres, qui passe par Ascona, Romo et le sommet du Gridone avec une épaisseur de 70 m. ;

9° La zone des gneiss de Brissago, qui contient de nombreux bancs d'amphibolites et atteint 3000 m. de puissance.

La partie principale du travail de M. Radeff est une étude pétrographique des roches rencontrées dans ses diverses zones. L'auteur décrit d'abord les roches gneissiques, qui doivent être envisagées comme des schistes injectés, ayant subi une modification plus ou moins profonde de leur texture par suite de puissantes compressions.

Le quartz, l'orthose et le microcline, les plagioclases sodiques, la biotite et la mouscovite sont les éléments essentiels de la plupart de ces gneiss ; la hornblende n'apparaît que dans une variété de gneiss de la zone de Remo, qu'il faut envisager comme une amphibolite, injectée par un magma aplitique. La sillimanite existe dans quelques gneiss situés à proximité des zones d'amphibolite et de marbres, dans lesquels elle peut devenir abondante. La tourmaline se rencontre fréquemment dans les gneiss de la zone de Brissago et de

la zone du Pizzo Leone. Le grenat apparaît dans certaines variétés de gneiss à proximité des roches amphiboliques, tantôt en gros amas xénomorphes, tantôt en petits grains hypidiomorphes. Le rutile accompagne souvent la hornblende ; le graphite apparaît dans les schistes faiblement injectés. La texture primaire des gneiss est rubannée ou zonée ; elle a été souvent altérée par des actions laminantes.

Les pegmatites forment dans les gneiss de nombreux filons et lentilles, le plus souvent parallèles, mais aussi obliques ou perpendiculaires au plan de schistosité. Au contact avec les amphibolites les pegmatites s'enrichissent généralement en biotite et contiennent fréquemment des grenats en partie automorphes.

En résumé, les gneiss considérés sont dérivés de grès quartzeux ; ils résultent d'une injection pegmatitique et ont été modifiés dans leur texture par les mouvements orogéniques qu'ils ont subis.

Les amphibolites sont en majeure partie concentrées dans la zone des amphibolites d'Ivrée, qui passe ici par la Testa di Misello, le Gridone et le Cortone, pour aboutir à la vallée de la Maggia au N d'Ascona. A ces roches sont mêlés des gneiss, en quantité qui augmente de l'intérieur à l'extérieur de la zone. Le type fondamental des amphibolites paraît être une roche formée essentiellement de plagioclase basique, d'augite et de hornblende commune, qui correspond au diabase à amphibole et dont la texture est massive avec un grain plutôt fin. A partir de ce type, on peut suivre une modification progressive, qui consiste d'une part en une ouralitisation, d'autre part en une décomposition des feldspaths avec production abondante d'épidote et d'albite, de sorte que finalement l'augite et l'amphibole primaires peuvent avoir complètement disparu, que les plagioclases représentent un volume notablement moindre, que l'amphibole secondaire prédomine et qu'autour d'elle existent en grande quantité de la titanite, de la magnétite, de l'épidote ; en même temps se développe généralement une texture fibreuse ou schisteuse. Comme produit extrême de transformation, M. Radeff cite un schiste formé essentiellement de chlorite, d'albite et d'épidote avec des quantités très variables de hornblende secondaire.

A côté de ce processus de transformation des amphibolites, qu'il appelle hydrodynamique, M. Radeff en distingue un autre, qui est en relation directe avec des injections pegmatitiques et qui a donné naissance à des roches formées essentiellement de plagioclase et de grenat avec des quantités

variables de biotite et de hornblende. Les plagioclases y sont formés de zones concentriques à acidité croissante vers l'extérieur.

La zone des amphibolites comprend aussi des amas de roches péridotiques, partiellement transformées en serpentine. Les péridotites ont une texture massive ; elles contiennent, à côté de l'olivine, plusieurs espèces d'augite : enstatite, diopside, diallage, augite commune ; elles sont toujours plus ou moins altérées par ouralitisation ou serpentinisation et contiennent par suite en quantités variables de la bastite, du talc, de l'ouralite, de la trémolite et d'autres amphiboles, de la magnétite, du chrysotile.

Les marbres forment dans la région considérée six zones, plus ou moins discontinues ; ils sont associés à des quartzites et peuvent s'enrichir notablement eux-mêmes en quartz ; lorsque ce minéral devient abondant, il est accompagné de plagioclase, d'épidote, de biotite, de mouscovite, de trémolite, de diopside, etc.

Les quartzites sont beaucoup plus abondantes que les marbres ; elles contiennent toujours une certaine quantité de biotite, de mouscovite et de chlorite, souvent de l'albite, de la zoïsite, de l'épidote, de la tourmaline et de la calcite.

Le gypse n'apparaît que sur un point, vers le confluent des ruisseaux de Bordei et de Boschetto.

M. Radeff a traité très brièvement la question des formations quaternaires de la région étudiée et a consacré quelques lignes aux principales sources qu'il a rencontrées. Puis il aborde la question de l'interprétation stratigraphique des diverses zones lithologiques constatées ; par la discussion d'un profil relevé sur le versant N de la chaîne au NE du Pizzo Leone, il arrive à admettre comme probable l'ordre normal suivant :

1° Au-dessus des gneiss des épanchements de roches diabasiques ultérieurement transformées en partie en amphibolites ;

2° Une zone de calcaires francs ultérieurement marmorisés, passant vers le haut, à des calcaires de plus en plus enrichis en quartz ;

3° Un complexe très puissant de schistes argileux et siliceux transformés ultérieurement en quartzites micacées, dans lequel s'intercalent trois zones de calcaires quartzeux.

Cette série sédimentaire représente probablement le Trias et le Jurassique, sans qu'on puisse apporter en faveur de cette manière de voir aucun argument certain, ni établir au-

cune classification stratigraphique précise. Tout semble indiquer que le système des roches amphiboliques représente des roches d'épanchement plus anciennes que les calcaires, tandis que les péridotites paraissent correspondre à une intrusion jurassique ou postjurassique. Enfin les gneiss injectés sont considérés par M. Radeff comme des sédiments probablement infratriasiques (Buntsandstein), qui ont subi leur injection pegmatitique à une époque récente probablement contemporaine des soulèvements alpins.

L'ensemble de ces formations suit une direction WSW-ENE et plonge presque verticalement au N ; il comporte de nombreux plans de friction, des phénomènes d'étirement et de laminage étendus et présente les caractères typiques d'une zone de racines. Dans cette masse isoclinale les marbres et les amphibolites marquent quatre synclinaux écrasés, correspondant aux zones lithologiques 2, 4, 6 et 8 et séparés par les anticlinaux de gneiss injectés ; mais les alternances fréquentes des amphibolites avec les marbres dans les synclinaux, avec les gneiss dans les bordures des anticlinaux indiquent que le plissement a été compliqué par des imbrications serrées. D'autre part, le plongement au N montre que le redressement des racines a dépassé ici la verticale.

Jusqu'ici les zones de la Melezza, de Suolo et de Remo n'avaient pas été distinguées et étaient réunies sous le nom de zone de Sesia, tandis que les zones des quartzites et des gneiss du Pizzo Leone, réunies, étaient désignées comme zone du Canavese et considérées comme racine de la nappe rhétique par MM. Schardt et Argand. M. Radeff admet comme probable que les gneiss de la Melezza correspondent à la nappe du Grand-Saint-Bernard, que les gneiss de Remo correspondent à la nappe du Mont-Rose et que les gneiss du Pizzo Leone correspondent à la nappe de la Dent-Blanche, la zone du Canavese étant ainsi réduite à la zone lithologique 6 comprise entre ces gneiss et les roches basiques d'Ivrée. Il fait du reste les réserves nécessaires sur ces conclusions, qui demandent à être comfirmées par l'étude détaillée des régions situées plus au N.

A la suite d'une excursion faite dans la région NE du Tessin, M. E. Argand (52) a pu confirmer absolument l'hypothèse qu'il avait émise quant au raccordement longitudinal des nappes cristallines du Simplon avec celles de la partie SW des Grisons. Dans une très courte notice, il a montré comment les nappes du Campolungo, d'Antigorio, de Lebendun et du Monte-Leone se prolongent dans la région du Val Blenio et

de l'Adula. Il a signalé en outre un repli transversal très accusé qui, dans les environs de Fusio, ramène la nappe d'Antigorio par-dessus celle du Monte-Leone.

MM. M. Lugeon et G. Henny (59 et 60) ont consacré deux courtes notes à la question de la **limite alpino-dinarique.**

En suivant les zones d'Ivrée et du Canavese depuis les Alpes du Piémont jusqu'à l'Adamello, ces auteurs se sont convaincus que la zone du Canavese, dans laquelle M. Argand place la racine de la nappe rhétique et M. Lugeon celle de la nappe des Préalpes médianes, comprend encore des éléments dinariques. Parmi ceux-ci ils citent la plus grande partie des porphyres, des conglomérats permiens et des calcaires dolomitiques qu'on trouve dans la zone du Canavese près d'Ivrée, puis, à l'E du Tessin, dans le Val Morobbia et au Col du Jorio. Ainsi la zone dioritique d'Ivrée joue le rôle d'un vaste anticlinal, dont le jambage septentrional s'enfonce au N sous les éléments alpins et la limite alpino-dinarique est comprise dans la zone du Canavese.

Plus à l'E, dans la région de l'Adamello, MM. Lugeon et Henny se sont convaincus que la faille du Tonale, supposée entre les schistes du Tonale et les schistes d'Edolo, n'existe pas, que ces deux complexes schisteux, qui passent l'un à l'autre, sont tous deux alpins et que la limite alpino-dinarique passe entre les schistes d'Edolo et une écaille formée de Cristallin, de Permo-carbonifèrien et de Trias inférieur dinariques, qui se suit depuis Malonno dans le Val Camonica jusqu'à la Valteline et recouvre le Dinarique autochtone. Celui-ci forme un vaste anticlinal, prolongement de celui signalé dans la région d'Ivrée et dans le Tessin, que les auteurs appellent anticlinal insubrien.

Plus à l'E encore les auteurs voient la limite alpino-dinarique dans la ligne giudicarienne, qu'ils envisagent comme la trace du chevauchement des Alpes sur les Dinarides. Quant à la masse tonalitique de l'Adamello, elle traverse aussi bien les sédiments alpins que dinariques ; elle doit donc être considérée comme plus jeune que la naissance des nappes alpines.

Alpes des Grisons. — M. Ch. Tarnuzzer (67) a cherché à mettre à portée du public des clubistes dans une courte notice les multiples observations faites pendant ces dernières années dans le domaine des Grisons et grâce auxquelles la conception ancienne des Alpes grisonnes a été complètement bouleversée.

Après une brève introduction il aborde, dans un premier chapitre, la description du massif de l'Aar et de la zone des

formations de faciès helvétique. Il donne un aperçu sommaire sur les formations cristallines du massif, sur les schistes carbonifériens et le Verrucano, le Trias, le Jurassique, le Crétacique et le Flysch de la série autochtone et parautochtone ; puis il cherche à faire comprendre le développement des plis parautochtones et de la grande nappe glaronnaise dans la région du Segnes et du Panix.

Dans un second chapitre, M. Tarnuzzer décrit la configuration du massif du Gothard, fortement déjeté au N et écrasant la zone du Tavetsch, puis la structure de la région de l'Adula, du Tambo, de la Suretta avec ses grandes nappes cristallines, séparées par des zones synclinales presque horizontales de terrains mésozoïques et s'enfonçant toutes vers l'E. Il parle assez longuement du complexe des Schistes lustrés, qui, avec les radiolarites et les roches ophitiques de la nappe rhétique, s'intercalent devant le front des nappes cristallines entre les nappes helvétiques et austro-alpines et, à ce propos, il discute sommairement le sens tectonique des nappes des calcaires de la Sulzfluh, de la Brèche du Rhæticon, de la zone du Weissberg d'Avers, du Schams, etc.

Le troisième chapitre de la brochure de M. Tarnuzzer est consacré aux nappes austro-alpines ; il commence par une description du massif de la Bernina, qui est envisagé d'abord au point de vue pétrographique, puis au point de vue tectonique ; l'auteur rappelle en particulier l'existence des nappes de Sella, d'Err et de la Bernina, reconnues par M. Staub. M. Tarnuzzer décrit ensuite les nappes de l'Ortler et du Braulio, qui se développent plus à l'E et dont la plus élevée forme de ses puissantes masses triasiques la région des dolomites de la Basse-Engadine. De là, il passe au massif de Silvretta, constitué par une énorme masse de roches granitiques, de schistes cristallins, de Trias et de Jurassique, qui chevauche sur les Schistes du Prættigau. L'auteur décrit sommairement ces divers éléments, il montre d'autre part que la nappe de la Silvretta, avec celle de l'Œtztal, appartient au système des nappes austro-alpines supérieures, qui déferlent dans les Grisons par-dessus la nappe de la Bernina. La masse chevauchante de la Silvretta comporte du reste d'innombrables complications, dont plusieurs ne sont pas encore exactement définies.

La fenêtre de la Basse-Engadine fait aussi l'objet d'un court chapitre, dans lequel l'auteur décrit sommairement les Schistes lustrés du soubassement, la zone de lames de charriage qui les recouvre et le plan de chevauchement des masses de

l'Œtztal et de Silvretta. Enfin M. Tarnuzzer consacre quelques lignes seulement à indiquer les caractères généraux de la région si compliquée du bassin de la Plessur et du Rhæticon.

Dans un dernier chapitre, l'auteur traite la question des phénomènes et dépôts pléistocènes ; il commence par fixer les grands traits de l'hydrographie préglaciaire ; puis il décrit les principaux paysages de roches moutonnées et de polis glaciaires, dans l'idée de faire ressortir l'extension de la grande glaciation de Riss ; il signale les caractères principaux des vallées glaciaires et donne une définition sommaire des diverses formations morainiques, en citant quelques exemples. Il parle aussi des éboulements post-glaciaires ou interglaciaires et montre les conclusions intéressantes qu'on peut tirer de la répartition des blocs erratiques.

M. Chr. Tarnuzzer (68) a repris l'étude de la zone très compliquée qui, s'étendant au pied du Schwarzhorn de Parpan comprend en particulier le Hörnli et le seuil d'Urden.

Dans l'exposé qu'il donne de ses observations, l'auteur commence par rappeler que son champ d'étude correspond avec le plan de recouvrement du Flysch de la nappe du Prättigau par la nappe préalpine caractérisée par la brèche du Falkniss et par la nappe rhétique. Puis il décrit une coupe prise dans la gorge de l'Urdenseebach et dans laquelle on peut voir, avec un plongement général des couches au S la succession suivante : 1° Une masse inférieure de dolomie triasique ; 2° Un banc de diabase ; 3° Une nouvelle zone de dolomie triasique, qui prend du reste plutôt la forme d'une écaille discontinue ; 4° Des schistes calcaires ayant l'apparence de Flysch.

Ce profil est complété par un autre traversant le Hörnli d'Arosa de l'WNW à l'ESE. A la base de celui-ci on retrouve le banc de diabase et au-dessus de lui une zone de dolomie triasique, puis vient une succession très épaisse de schistes calcaires, contenant par places des radiolarites et que M. Tarnuzzer attribue au Jurassique. C'est dans cette série que s'intercale le gros dyke diabasique du sommet du Hörnli, bordé au N et au S par une zone de schistes verts.

D'après les observations de l'auteur, le diabase est certainement plus jeune que les schistes, dans lesquels il est compris ; il date probablement du commencement des temps tertiaires et avec les schistes encaissants il fait partie de la nappe rhétique. Quant au banc de diabase inférieur, intercalé dans des dolomies triasiques, M. Tarnuzzer admet qu'il se

trouve là en contact tectonique, dans une zone d'écailles, dans laquelle il y aurait imbrication intense de la nappe rhétique avec des éléments austro-alpins.

L'auteur fournit en outre, en passant, quelques renseignements sur les moraines de l'Urdensee et du Wasserbodensee et sur les dépôts d'éboulis.

MM. A. Spitz et G. Dyhrenfurth (66) ont consacré six saisons d'été entre 1907 et 1914 au lever détaillé de la région des **Alpes grisonnes** comprise entre l'Engadine moyenne au NW, le Val Trupchum et le Val Livigno au S, la frontière austro-suisse à l'E, le Val d'Uina et le Val Lischanna au N. Le fruit de ce persévérant travail a été une fort belle carte du 1 : 50000 et une étude monographique de plus de 200 pages.

Tout en collaborant souvent, les deux géologues se sont répartis les territoires à étudier, M. Dyhrenfurth travaillant à l'W, M. Spitz à l'E d'une ligne passant par le Piz Lischanna, le Piz San Jon, le Piz Pisoc, le Piz del Botsch, le Piz del Fuorn et la vallée du Spöl.

Le description de MM. Spitz et Dyhrenfurth commence par une partie de caractère stratigraphique-lithologique. Au début, c'est M. Spitz qui nous décrit les roches granitiques du Münstertal.

La granite du Münstertal est une roche de couleur claire, se délitant facilement ; il varie notablement soit dans sa composition minéralogique, soit dans la grosseur de son grain et sa structure, et passe latéralement à des tonalites, des aplites et des pegmatites. Sa texture a été souvent profondément altérée par laminage, de sorte que le granite devient un gneiss ou parfois une vraie mylonite. En somme, le granite du Münstertal rappelle par beaucoup de caractères celui de la Rofna.

Le granite de Silvretta se rapproche beaucoup du précédent, mais il est plus riche en biotite et a subi en général un laminage moins intense ; à la base de la nappe correspondante il se trouve souvent à l'état de mylonite absolue.

M. Spitz décrit en outre divers granites qu'il a rencontrés d'une part dans les régions culminantes du massif de Lischanna, du Rassassergrat, etc., d'autre part dans la zone des Schistes lustrés de la Basse Engadine.

L'auteur donne de la même façon un aperçu sommaire sur les roches gneissiques des mêmes unités tectoniques, puis il fournit quelques renseignements sur les roches amphiboliques, intercalées en petite quantité dans les gneiss du Münstertal, mais beaucoup plus abondantes dans la zone cristal-

line qui s'étend de Brail, par Zernetz, jusque dans le massif de Nuna. Il s'agit ici surtout de roches formées d'un tissu finement diablastique de hornblende englobant des porphyroblastes de grenat, de hornblende, de feldspath, d'épidote, de quartz, de rutile et d'ilménite ; mais ce type est accompagné d'autres, variés, passant aux amphibolites franches ou aux gneiss amphiboliques.

M. Spitz a étudié des phyllites quartzeux, qu'il a rencontrés surtout dans les Alpes du Münstertal, mais qui se retrouvent dans la partie inférieure du Val Trupchum et qui correspondent plus spécialement aux schistes de Casanna de Theobald. Ces roches, de couleur foncée, sont formées par un fin agrégat de quartz, d'albite, de séricite et de chlorite ; elles sont parfois difficiles à distinguer du Verrucano ; elles peuvent passer, par enrichissement en feldspath, à des roches gneissiques. Elles contiennent presque partout des schistes chloriteux.

Quelques roches éruptives diverses font aussi l'objet de courtes descriptions ; ce sont d'abord des quartzporphyres existant à l'Urtiola, dans la région du Rassassergrat et au Piz Cornet, puis des diorites accompagnées de porphyrites dioritiques, qui se trouvent soit au Piz da Val Gronda au S du Münstertal, soit dans le massif du Piz Nuna, enfin des diabases et des porphyrites diabasiques, qui sont surtout abondants au Rassassergrat, mais se retrouvent au Piz Cornet.

MM. Spitz et Dyhrenfurth ont fait en commun l'étude d'une série de roches basiques comprises dans le complexe des Schistes lustrés de la région de Tarasp-Pradella, qui ont du reste déjà été décrites par M. Grubenmann. Il s'agit en première ligne de diorites gabroïdes, auxquelles sont associées des roches aplitiques et pegmatitiques qu'il faut considérer comme des produits de ségrégation acides. Cet ensemble de roches intrusives est entouré de schistes injectés, qui ne doivent pas être rattachés aux Schistes lustrés comme l'a fait M. Grubenmann, mais à des schistes argileux pauvres en quartz, beaucoup plus anciens.

Il s'agit ensuite d'un ensemble de roches vertes, diabases, spilites, variolites et serpentines, que les auteurs ne font que caractériser sommairement.

Passant à la caractéristique du **Verrucano**, MM. Spitz et Dyhrenfurth commencent par la description du type lithologique le plus répandu dans la région de l'Ofenpass et du Münstertal, celui de grès arkoses, formés essentiellement de

quartz et d'amas séricitiques dérivant de débris de feldspath. Ces grès comprennent par places des bancs conglomératiques, contenant des galets de quartz et de quartzporphyre, mais il faut remarquer l'absence à peu près complète dans ces bancs de galets granitiques ou gneissiques.

Les grès du Verrucano contiennent parfois en quantité variable des éléments aplatis, schisteux et violacés, ayant l'aspect de quartzphyllite et dérivant probablement de fragments de quartzporphyres. Lorsque la proportion de ces éléments augmente et que le grain de la roche s'affine, celle-ci passe à des schistes sericito-quartzeux. Ce faciès est surtout développé à l'E du Münstertal.

Il est intéressant de constater que tandis que vers l'E, dans la région du Münstertal et de l'Ofenpass, la coloration verte prédomine dans les grès et schistes du Verrucano, vers l'W, au Munt la Schera et dans le Val Trupschum, la coloration rouge est beaucoup plus abondante, en relation probablement avec une proportion plus forte des éléments quartzporphyriques.

Le **Buntsandstein** est représenté par un ensemble de grès quartzeux, gris ou brunâtres et de schistes verts, qui alternent en quantités relatives très variables ; il ne contient pas de fossiles, mais est nettement relié par des niveaux de transition, d'une part avec le Verrucano, d'autre part avec le Muschelkalk.

Le **Muschelkalk** se présente sous trois faciès différents : le premier, qui est développé dans la région de l'Ofenpass, du Piz Daint et au S de Scarl, est caractérisé par la prédominance de calcaires siliceux, gris, violacés ou jaunâtres, alternant avec des schistes calcaires. Dans ce complexe s'intercalent des bancs dolomitiques, qui tendent à devenir plus abondants vers le haut.

Le second faciès se trouve au Piz Dora, à la Corna dei Cavalli, au NW de Livigno, et d'autre part dans les Vals Torta et Mela de la région de Scanfs ; il est formé essentiellement par des bancs dolomitiques tantôt compacts, tantôt schisteux, tantôt passant à la cornieule.

Le troisième faciès existe au N de Scarl et dans la région du Schlinigpass ; il ressemble au premier par ses bancs de calcaires noirs ou rouges et ses lits schisteux, mais il contient en outre des couches dolomitiques, les unes ferrugineuses et pulvérulentes, les autres semées de pellicules argileuses, qui peuvent s'accumuler au point de donner à la roche beaucoup d'analogie avec les couches de Raibl. En divers endroits, ce

complexe contient aussi des brèches dolomitiques très caractéristiques, qui rappellent des formations analogues existant soit dans les couches de Raibl, soit dans le Lias. Enfin dans ce faciès les auteurs ont récolté quelques fossiles, parmi lesquels des débris d'Encrinus, des *Spirigera trigonella* Schlot. et des *Rhynch. decurtata* Gir., qui caractérisent les couches inférieures du complexe. On peut donc admettre que la partie principale du Muschelkalk du Schlinigpass correspond à la zone à *Cer. trinodosus*.

MM. Spitz et Dyhrenfurth n'ont pas pu confirmer la notion d'un niveau continu de cornieules dans le Muschelkalk, tel que Theobald l'a défini sous le nom de Untere Rauchwacke.

Vers le haut, le Muschelkalk, s'enrichissant en bancs dolomitiques, passe progressivement à la masse dolomitique du *niveau du Wetterstein*. Celle-ci est formée de bancs épais, gris, entre lesquels s'intercalent des couches finement plaquetées ; on ne trouve que très exceptionnellement dans ce complexe des zones argileuses. Du reste le faciès de la dolomite du Wetterstein varie du S au N en ce sens que vers le S ce sont les gros bancs qui prédominent, tandis que vers le N les couches finement plaquetées deviennent plus abondantes et qu'il s'y mêle par places des zones argileuses. Ces dolomites contiennent d'assez nombreux débris de mollusques, qui sont malheureusement indéterminables ; par contre on y trouve en beaucoup meilleur état de conservation et en très grande quantité des diplopores, en particulier *Diplopora debilis* Gümbel.

Les **couches de Raibl** se différencient du niveau sous-jacent par l'épaisseur beaucoup moindre et la couleur généralement plus claire de leurs bancs dolomitiques et surtout par l'importance qu'y prennent les interstratifications argileuses de couleur noire ou rougeâtre. On trouve en outre dans ce complexe des lits de grès quartzeux, riches en ocre, et des bancs de calcaire foncé, compact, riche en fossiles et passant même par places à de véritables lumachelles. Les couches de Raibl comprennent encore des bancs dolomitiques gris rappelant ceux du Wetterstein.

Les calcaires foncés précités deviennent souvent spongieux et vacuolaires, passant ainsi à des cornieules bréchiformes, qui contiennent des débris de dolomites variées et de schistes argileux ; ces cornieules sont en outre gypsifères. D'autre part, les auteurs signalent toujours dans le même complexe des bancs de véritables brèches primaires, dolomitiques, généralement incluses dans des couches argileuses.

Enfin MM. Spitz et Dyhrenfurth décrivent d'intéressantes intercalations de formations éruptives, comprises dans les couches de Raibl. Ce sont d'abord des schistes rouges, ne formant que des zones minces entre les bancs dolomitiques, et qui sont formés par un fin tissu de mica secondaire et de pyrite en partie transformée en limonite, qui contient des éléments porphyriques de quartz et de feldspath sériciteisé ; ces schistes dérivent certainement d'un quartzporphyre.

D'autre part, il existe dans le même complexe, au Piz Lad, au Piz Turetta, au Piz Terza et au Monte Solena des bancs de roches basiques profondément altérées, qui dérivent en partie de porphyrites diabasiques, en partie de tuffs diabasiques.

Les calcaires noirs lumachelliques des Couches de Raibl ont fourni une faune assez abondante, dont les éléments suivants ont pu être déterminés :

Myoconcha parvula Wöhrm.
Pecten inaequialternans Par.
Myophoria fissidentata Wöhrm.
» geyeri var. lata Waag.
Myophoria cf. bouei Hauer.
Cucullea cf. imbricaria Bittn.
Gonodon mellingi Hauer.

MM. Spitz et Dyhrenfurth ont dû apporter plusieurs modifications importantes aux interprétations du Trias moyen de cette région par les auteurs précédents, en particulier par M. Schlagintweit et M. Zœppritz, qui ont attribué à tort au Muschelkalk des gisements de cornieules appartenant au niveau de Raibl.

La stratigraphie de ce niveau est compliquée par le fait que, si d'une façon générale les dolomites compactes prédominent à la base, les cornieules et les brèches à la partie supérieure, les profils n'en varient pas moins beaucoup dans le détail d'un point à un autre.

Le **Hauptdolomit** est formé de bancs dolomitiques gris, tantôt plus épais et plus foncés, tantôt plus minces et plus clairs. Il comprend souvent des brèches dont les unes sont nettement primaires, tandis que d'autres ont une origine tectonique. Les fossiles sont abondants dans ce complexe, mais rarement bien conservés. Ce sont d'abord des polypiers, puis des siphonées (*Griphoporella curvata* Gümbel), enfin des Lamellibranches, parmi lesquels prédominent les Megalodon (*M.* aff. *hœrnesi* var. *elongata* Frech).

Vers le haut, le Hauptdolomit passe à un ensemble de bancs minces de calcaires généralement foncés, qui s'intercale entre lui et les couches rhétiennes et qui contient :

Pterophloios emmrichi Gümb.
Pinna miliaria Stop.
Cardium cf. reticulatum Dittm.
Worthenia solitaria Ben.
Naticopsis ornata Schäfer.
Rissoa alpina Gümb.

Cette faune a nettement un caractère transitoire entre le Norien et le Rhétien.

Le **Rhétien** se présente dans la région considérée sous trois faciès distincts :

Vers le NW, dans la zone des Alpes calcaires qui s'étend depuis le Murtiroi au SE de Zernetz jusqu'au Piz Nair, on trouve le faciès des couches de Kössen, soit des alternances de schistes noirs et de calcaires foncés, devenant ocreux à l'air, qui contiennent une faune abondante :

Thecosmilia chlathrata Imms.
Pentacrinus cf. bavaricus Winkl.
Terebratula gregaria Suess.
Gervillia inflata Schafh.
» praecursor Quenst.
Plicatula intustriata Emmer.
Cardita austriaca Hauer.
Anatina praecursor Quenst.
Corbula alpina Winkl.
Avicula contorta Portl.

Vers le S, dans la zone qui borde au N le Val Trupschum, le Valle Alpinella et le Valle di Fraele jusqu'au Piz Umbrail, le Rhétien est représenté par des alternances de calcaires plaquetés en bancs épais et de schistes calcaires durs, auxquelles les auteurs donnent le nom de faciès de Quadervals et qui ont fourni comme fossiles :

Thecosmilia chlathrata Em.
Gervillia praecursor Qu.
Avicuta contorta Portl.
Mytilus minutus Goldf.
Anomia schafhäutli Winkl.
Worthenia solitaria Ben.

Enfin dans le Val di Fraele lui-même on trouve un faciès analogue au précédent, mais les couches calcaires et les schistes prennent une teinte grise-rougeâtre ; en outre les fossiles sont beaucoup plus rares que dans les deux faciès précités.

Le **Lias** existe dans deux régions nettement distinctes, d'une part dans le massif de Lischanna et au S jusque dans la région de l'Ofen, d'autre part dans la zone s'étendant de Scanfs au Val di Fraele.

Dans le massif de Lischanna, les formations liasiques se superposent directement au Hauptdolomit sous la forme de brèches à éléments dolomitiques englobés dans un ciment marno-calcaire, rouge ou rosé. Vers le haut les fragments dolomitiques deviennent de moins en moins abondants et l'on trouve une association de calcaires et de schistes rouges. Comme fossiles, on ne trouve que des débris indéterminables exactement de Crinoïdes, de Brachiopodes et de Mollus-

ques, en sorte que l'âge exact de ces couches ne peut être fixé ; il serait possible que le Rhétien y fût compris.

Au-dessus de ce complexe viennent des schistes argileux noirs, contenant de rares bélemnites, qui supportent directement le Malm.

Dans le Val di Fraele le Lias, reposant presque partout sur un Rhétien bien développé, est formé de calcaire marneux, gris, alternant avec des schistes argileux et contenant des lits de silex fréquents. Parmi les fossiles recueillis dans ce complexe, on a pu reconnaître les espèces suivantes : *Schlotheimia angulata*, *Arietites nodotianus*, *Ar. bisulcatus*, *Ar. ceratitoïdes*, *Aegoceras bispinatum*, *Inoceramus ventricosus*. Les débris de Pentacrines sont fréquents.

Vers l'W, dans le Val Alpinella, les schistes sont remplacés par des calcaires plaquetés, ocreux en surface corrodée.

Dans le synclinal de Scanfs, le Lias rappelle celui du Val di Fraele, mais il s'en distingue par la présence de lits minces de grès siliceux et riches en limonite, schisteux, qui donne à l'ensemble du complexe une analogie marquée avec le Flysch. Les fossiles font ici défaut, si ce n'est des traces de Chondrites.

Le **Malm** est représenté dans le massif de Lischanna d'une part et dans le Val Trupschum de l'autre. Dans la première région, il comprend à la base des calcaires finement plaquetés gris ou rosés, contenant en abondance des silex et devenant schisteux par places, dans lesquels on n'a récolté que des Aptychus (*Apt. beyrichi*). Vers le haut ces calcaires passent à de véritables radiolarites, qui sont peut-être déjà infracrétaciques.

Sur le plateau même du Lischanna existe un petit affleurement de calcaires échinodermiques bruns-foncés, qui contiennent :

Rhynchotheutis tenuis Neum.
Aspidoceras haynaldi Herb.
Perisphinctes plebejus Neum.
» fasciferus Neum.
Oppelia schwageri Op.
Oppelia holbeini Opp.
Lytoceras sutile Opp.
Aptychus profundus Stop.
Belemnites ensifer Zitt.
Trochocyathus truncatus Zitt.

Le Malm est partout en transgression sur le Lias.

Dans le Val Trupschum, il est probable que la sédimentation argileuse du Lias supérieur s'est continuée dans le Dogger. Sur ces schistes viennent des radiolarites rouges et vertes à Aptychus, qui ont fourni aussi *Pygope diphya ;* puis vient un calcaire noduleux, à silex, gris jaunâtre, qui peut être attribué soit au Tithonique, soit au Crétacique inférieur.

Ces couches sont recouvertes par des schistes marneux gris, verdâtres ou rouges, pétris de Foraminifères (*Globigerina bulloïdes, Gl. linnæana*), qui correspondent probablement au Crétacique supérieur (Couches rouges).

Dans la fenêtre de la Basse-Engadine, MM. Spitz et Dyhrenfurth ont étudié la zone des Schistes lustrés située au S de l'Inn, dans la région d'Ardez-Schuls. Ils distinguent d'abord un faciès dans lequel prédominent des bancs calcaires, tantôt compacts, tantôt échinodermiques, qui est directement sous-jacent aux gneiss du Piz Zursass, affleure dans la région au S d'Ardez et paraît représenter ou une unité tectonique supérieure, ou, d'après Paulcke, des couches crétaciques.

Le second faciès est formé essentiellement de schistes variés, argileux, gréseux ou calcaires, que les auteurs seraient tentés d'attribuer au Tertiaire ou au Crétacique et qui sont développés dans toute la région de Tarasp et Vulpera. Vers le haut, à l'approche de la zone de serpentine, ces schistes deviennent bariolés et s'enrichissent en quartz, en séricite et comprennent des bancs de véritables quartzites séricitiques. Ces schistes bariolés peuvent être considérés ou bien comme produits d'un métamorphisme de contact ou bien comme représentant un complexe stratigraphique, probablement triasique, mais il n'est pas possible actuellement de donner de leur origine une explication certaine. Les relations qui existent en plusieurs endroits entre les schistes bariolés, les serpentines et les ophicalcites parlent pourtant en faveur de l'idée que ces schistes bariolés sont d'une part, au moins en grande partie, d'âge triasique et qu'ils ont été d'autre part injectés par un magma basaltique.

MM. Spitz et Dyhrenfurth n'ont pas fait une étude détaillée des formations quaternaires de leur région et se sont contentés de relever seulement certains faits. Ils constatent en particulier le niveau très haut qu'a atteint le glacier de l'Inn, qui a ainsi débordé vers l'E par dessus tous les principaux cols. Ils étudient ensuite les systèmes d'alluvions et, en se basant sur leur répartition, arrivent à montrer que l'hydrographie de la région limite entre les bassins du Spöl, de l'Adda et du Rambach a subi plusieurs modifications successives. C'est ainsi qu'il a dû exister un cours d'eau descendant du Val Fraele jusqu'à Zernetz par le Val Bruna et le Val del Gallo et qu'à la même époque l'Ova del Fuorn devait s'écouler par Champ Long et Champ Sech. Au-dessous du système de terrasses correspondant à ce stade et échelonné entre 2000 et 1800 m., on en trouve un second, bien marqué dans les

vallées du Spöl et de l'Ova del Fuorn entre 1850 et 1700 m. Au-dessus un niveau beaucoup moins net se suit depuis la région de l'Ofen jusqu'au débouché du Val Laschadura entre 2300 et 2100 m.

Dans la vallée de l'Inn, entre Scanfs et Zernez, les auteurs ont reconnu l'existence de deux systèmes de terrasses, l'un entre 1650 et 1500 m., l'autre entre 1900 et 1800 m. Vers l'aval entre Ardez et Schuls un système beaucoup plus compliqué apparaît avec six niveaux échelonnés entre 1350 et 2200 m. Le niveau le plus élevé, marqué simplement par une surface d'érosion, correspond probablement à une vallée pliocène ; la cinquième terrasse représente le niveau préglaciaire.

Les auteurs ne consacrent que quelques lignes au modelage glaciaire subi par leur région et ne traitent que d'une façon tout à fait sommaire la question des autres formations quaternaires.

MM. Spitz et Dyhrenfurth terminent leur exposé stratigraphique par un chapitre de résumés et de conclusions. Parlant d'abord des formations cristallines, ils cherchent à établir une classification générale des schistes gneissiques qu'ils ont étudiés ; ils discutent l'âge probable des granites, sans arriver à autre chose qu'à démontrer que ces roches sont plus anciennes que le Verrucano. Ils considèrent comme probable que les quartzphyllites et une partie des schistes gneissiques appartiennent à la seconde moitié du Paléozoïque, plus particulièrement au Carboniférien, et ils admettent que les marbres compris en diverses régions dans les schistes cristallins font stratigraphiquement partie du même complexe que ceux-ci et ne doivent pas être rattachés au Trias, comme le font divers auteurs. Enfin ils examinent la question très complexe de l'âge des roches amphibolitiques, des roches porphyriques et des autres roches éruptives.

A propos des terrains sédimentaires, MM. Spitz et Dyhrenfurth montrent qu'il y a une relation évidente entre les variations des faciès et la répartition des grandes unités tectoniques. Ils comparent ensuite la série triasique-jurassique grisonne avec d'autres séries austro-alpines et font ressortir son caractère mixte, présentant des affinités surtout avec les Alpes septentrionales, mais aussi avec les Alpes méridionales et possédant plusieurs particularités, qui permettent d'en faire une série à part.

MM. Spitz et Dyhrenfurth commencent la partie tectonique de leur description par une définition des éléments fondamentaux qu'ils ont reconnus et qui sont : 1° une masse basale

cristalline qui apparaît dans la région du Münstertal, 2° un complexe sédimentaire inférieur, formé de Verrucano, de Trias inférieur et moyen, qui repose sur le Cristallin du Münstertal et se suit depuis le Piz Murtera et le Piz d'Aint jusqu'au Val Minger et au Val Laschadura, en formant une série de faisceaux de plis, 3° une masse supérieure de Hauptdolomit et de Jurassique, qui s'appuie en discordance sur le complexe précédent. Tout cet ensemble forme des plis couchés vers le NW sur la plus grande partie du territoire considéré, mais entre le bassin du Spöl et le Val Trupschum ces plis s'incurvent, de façon à prendre une direction N-S, puis NW-SE qu'ils conservent jusqu'au N du Val di Fraele.

Cet ensemble est recouvert, par places, par des lambeaux de recouvrement d'une nappe supérieure. Ceux-ci apparaissent déjà directement au N du Münstertal, dans le versant E et la région culminante du Piz Urtiola et au sommet du Muntet, sous forme d'un complexe de roches gneissiques, mêlées à des granites et des amphibolites, qui recouvrent en discordance le Verrucano et le Trias. Cette masse chevauchante s'abaisse d'abord au S jusqu'au Münstertal, puis se relève de façon à former la partie culminante du Piz Chavalatsch; il existe donc là une inflexion synclinale, qui se suit par l'Ofen jusque dans la région de Zernez, l'ensellement de l'Ofen. Plusieurs fractures compliquent encore le tableau au N du Münstertal.

Quant à la nappe inférieure du Münstertal, elle a des formes générales assez simples, avec de larges ondulations de sa surface, mais dans le détail, de nombreuses complications déterminent des pénétrations réciproques du Verrucano et du Cristallin.

MM. Spitz et Dyhrenfurth décrivent ensuite la région formée de Verrucano et de Trias, qui comprend le Piz Cotschen, le Piz Starler, le Piz Murtera et le Piz Minschuns. L'ensemble de ces formations permo-triasiques reposent sur le Cristallin du Münstertal et portent les lambeaux de recouvrement cristallins de la nappe supérieure ; elles sont repliées sur elles-mêmes en plusieurs plis couchés au NW, les anticlinaux étant formés de Verrucano et de Buntsandstein, les synclinaux étant remplis par les couches de Raibl. La tectonique de ce faisceau de plis est encore compliqué par deux failles dirigées du NE au SW et passant, l'une au N, l'autre au S du Piz Murtera; toutes deux ont déterminé un affaissement relatif de leur lèvre SE. Des lambeaux cristallins appartenant à la nappe supérieure existent aux sommets du Starler

et du Cotschen et dans la région culminante du Minschuns.

Au S du Minschuns, à l'Alp da Munt et au Piz d'Aint, on retrouve des plis analogues, qui intéressent la série triasique du Buntsandstein aux couches de Raibl. La direction de ces plis dévie rapidement, de façon à devenir N-S. Sur ce complexe s'appuie vers le NW le Hauptdolomit de l'Ofenpass, dans la masse duquel les auteurs ont reconnu deux éléments tectoniques superposés : l'un est la couverture stratigraphique du Trias moyen voisin, le second séparé du premier par des lambeaux de Rhétien et de Trias est en superposition mécanique sur le premier.

Dans cette région, MM. Spitz et Dyhrenfurth ont constaté l'existence de plusieurs fractures, dirigées les unes SW-NE, les autres E-W, ils notent d'autre part le passage entre le Piz d'Aint et l'Alp da Munt de l'ensellement de l'Ofen, dont il a été question plus haut.

Passant ensuite à la description de la zone du Piz Vallatscha et du Piz d'Astras, MM. Spitz et Dyhrenfurth montrent que cette zone est constituée par un faisceau de trois plis couchés au NW et formés de Muschelkalk, de calcaire du Wetterstein et de couches de Raibl. Cet ensemble de plis a glissé sur son soubassement et repose aussi, au N du Piz d'Astras, directement sur le Cristallin du Mot del Gaier. Celui-ci a du reste été aussi impliqué dans le plissement alpin, car il contient un profond synclinal couché de Verrucano.

Au N. du Piz Murtera et du Piz d'Astras s'élève le massif cristallin du Piz Sesvenna. Ici, par suite d'un bombement transversal prononcé, la couverture sédimentaire de la nappe de base a été supprimée et le Cristallin forme à peu près toute la région qui sépare le Val Scarl du Schlinigertal. Dans ce Cristallin s'enfoncent pourtant plusieurs synclinaux de Verrucano, bien visibles entre le Piz Plazer et le Val Sesvenna. Vers le SE une faille importante, prolongement probable des deux fractures qui encadrent le Piz Murtera, traverse le massif avec une direction SW-NE, entre le Piz Arunda et le Piz Kuschteras. Vers le NW le Cristallin s'enfonce sous une masse fortement plissée de Trias inférieur et moyen, qui apparait d'abord dans les Vals Tavrü et Sesvenna et forme la zone culminante du Mot Tavrü, du Mot Madlein, du Cornet et du Piz Cristannes. Les auteurs ont distingué dans cette zone une succession de plis empilés, couchés et même culbutés au NW et comprenant le Muschelkalk, le calcaire du Wetterstein et les couches de Raibl.

Cette série triasique a glissé, tout en se plissant sur son soubassement de Verrucano, de façon qu'elle est le plus souvent discordante sur celui-ci. Vers le NE, dans la région de la Schlinigeralp, elle s'enfonce sous la masse chevauchante cristalline de la Rassasserspitz et, à l'approche de ce chevauchement, elle modifie son allure tectonique en ce sens que les plis couchés se transforment rapidement en écailles détachées, fortement laminées, ne comportant que des séries très incomplètes et chevauchant les unes sur les autres. La région cristalline du Sesvenna doit être considérée comme représentant le soubassement primaire des zones de plis triasiques du Piz d'Aint et du Piz d'Astras.

MM. Spitz et Dyhrenfurth ont étudié également en détail le territoire formé en majeure partie de Hauptdolomit, qui s'étend au NW du précédent et auquel appartiennent le Piz Madlain, le Piz Cornet, le Piz Lischanna et le Piz San Jon. Ils ont pu confirmer en grande partie les observations faites par M. Schiller. Le premier fait à constater dans cette région est la superposition discordante de la plus grande partie de la masse de Hauptdolomit sur son soubassement (Trias moyen, Trias inférieur, Verrucano, Cristallin). Cette masse a été évidemment superposée mécaniquement sur les formations qu'elle recouvre. Son épaisseur, considérable vers l'W, se réduit à zéro dans la paroi S du Piz Cornet, puis le Hauptdolomit reparaît de nouveau vers l'E, au N du Val Cristannes.

Sur la dolomie supratriasique repose, dans l'arête du Piz San Jon, une série formée de brèches liasiques, de schistes liasiques, de radiolarites et de calcaires suprajurassiques. Le Lias est ici transgressif sur le Trias, mais le contact entre les deux formations est encore compliqué par des glissements du Jurassique sur son soubassement, qui ont déterminé des discordances nettement mécaniques. Les mêmes formations se retrouvent dans une situation analogue à l'E du Vadret de Lischanna. Cette série jurassique supporte au Piz San Jon et plus au S une série chevauchante de Verrucano et de Trias, qui s'enfonce en coins synclinaux dans les formations sous-jacentes, de façon qu'il y a pénétration réciproque assez compliquée des deux éléments. Enfin, sur le calcaire du Wetterstein et les couches de Raibl de ce Trias chevauchant, apparaissent des lambeaux de recouvrement cristallins, représentant des restes de la nappe du Schlinig-Rassasserspitz. Il y a donc dans ce massif quatre plans de superposition mécanique les uns au-dessus des autres.

La zone des plis de Trias inférieur et moyen du Piz Cristannes-Mot Madlain se continue au S du Val Scarl entre le Val Tavrü et le Val Minger ; après avoir disparu momentanément sous le Hauptdolomit du Piz Foraz, elle réapparaît au N de la route de l'Ofen, dans le Val del Botsch et le Val da Stavelchod. La dolomite du Wetterstein a subi dans cette région une remarquable réduction, due probablement au laminage. D'autre part, le faisceau de ces plis est profondément affecté lui aussi par l'ensellement transversal de l'Ofen.

Le même système de plis se relève depuis la route de l'Ofen vers le S, où il forme le massif triasique du Munt Chavail et du Munt da Buffalora. La direction des plis se modifie assez rapidement, de façon à devenir NW-SE dans le versant S du Munt da Buffalora. Entre cette sommité et le Giufplan des plis plus internes représentent le prolongement de ceux du Piz d'Astras. A l'E du Giufplan, au Piz d'Ora et au Piz Turrettaz, le Trias a été complètement enlevé par l'érosion ; il ne reste qu'une énorme masse de Verrucano, qui comprend évidemment tout un système de plis correspondant aux faisceaux du Piz Starler, du Piz Murtera et du Piz d'Aint, mais il n'est pas possible de délimiter exactement ici les éléments tectoniques. Il semble du reste que, dans toute cette région au S de la ligne de l'Ofen, l'effort tangentiel ait agi avec une énergie notablement réduite et que le déversement des plis vers l'extérieur a été beaucoup moins accentué. Plusieurs grandes fractures viennent encore compliquer la tectonique du massif du Chavail-Buffalora.

Ces fractures sont plus développées encore vers l'W, au Munt la Schera ; la plus importante se suit. avec une direction E-W depuis le Piz del Giatet, au S de l'Ofenpass, par le Munt Chavail et le versant N du Munt la Schera, jusqu'à l'Alp Grimels. Une seconde fracture passe au S du Munt la Schera avec une direction NE-SW, une troisième se suit depuis l'Alp Grimels avec une direction N-S jusqu'à l'Ova del Fuorn ; enfin, dans la région du Val del Gallo plusieurs failles déterminent des contacts anormaux entre le Trias moyen au N et le Hauptdolomit au S.

Abstraction faite de ces fractures, la dolomite du Wetterstein et les couches de Raibl du Munt la Schera forment une vaste dalle, s'abaissant soit vers le N, soit vers l'W et c'est dans cette masse qu'il faut chercher l'amorce des grands plis couchés de Hauptdolomit du Piz del Diavel.

MM. Spitz et Dyhrenfurth consacrent ensuite un impor

tant chapitre à la description de la région culminante, formée essentiellement par le Hauptdolomit, qui s'étend depuis le Piz Tavrü et le Piz Nair au SW, par le Piz Laschadurella, le Piz Ivraina, le Piz Plavna et le Piz dellas Plattas, le Piz Minger, le Piz Zuort, le Piz Pisoc, jusqu'au Piz Sant Jon.

Dans toute cette région un soubassement de Trias moyen (dolomite du Wetterstein et couches de Raibl) supporte une masse énormément épaisse de Hauptdolomit, mais de nombreux faits prouvent qu'il ne s'agit pas ici d'une succession stratigraphique simple. La masse principale du Hauptdolomit est séparée de son soubassement par un plan irrégulier, comportant tous les signes d'un contact mécanique. Au-dessous de ce plan et au-dessus des couches de Raibl on trouve d'abord sur de nombreux points des lambeaux de dimensions très diverses, comprenant de la dolomie supratriasique, du Rhétien, des brèches liasiques, plus ou moins écrasées et comportant des brèches de dislocation. C'est ainsi que des affleurements importants de Lias existent en particulier dans le haut du Val Ftur, au NE du Piz Laschadurella, au NE du Piz Ivraina. Au-dessus du plan de contact mécanique, le Hauptdolomit est presque partout nettement discordant sur son soubassement, sur lequel ses bancs, plongeant fortement au NW, s'appuient par la tranche.

MM. Spitz et Dyhrenfurth ont suivi aussi exactement que possible ce plan de chevauchement, de façon à séparer le Hauptdolomit chevauchant de celui qui appartient tectoniquement au soubassement. Celui-ci paraît manquer à peu près complètement vers le S, dans la région du Tavrü, du Piz Nair et du Piz Sampuoir, tandis qu'il existe, même avec une grande épaisseur, dans le territoire du Val Minger et des gorges de la Clemgia et qu'il forme vers le NW une bordure importante à la région dolomitique par le Mot Sant Jon, le versant N du Piz Lavetsch et du Mot Zuort et, après une interruption dans la région du Piz Nair dellas Plattas, par le Mot Ils Cuogns et les versants N et W du Piz Ivraina.

La masse chevauchante de Hauptdolomit ne réprésente certainement pas une série simple, d'abord parce qu'elle serait beaucoup trop puissante, ensuite parce qu'elle comprend plusieurs intercalations schisteuses, qu'il faut, malgré l'absence de fossiles déterminables, envisager comme des zones synclinales de Rhétien.

Ainsi donc le Hauptdolomit de la région considérée appartient, en grande partie, à une nappe supérieure à celle de

son soubassement et il a été disloqué en plusieurs plis culbutés, empilés comme des éclailles les uns sur les autres.

Dans le chapitre suivant les auteurs commencent par préciser les caractères du plan de contact entre la masse chevauchante des Alpes calcaires grisonnes et les formations lépontines de la fenêtre de la Basse-Engadine. Ils remarquent que, tandis que vers l'E. dans la région des vals d'Uina et de Lischanna, ce plan de contact est faiblement incliné et que la série chevauchante est relativement complète du Cristallin au Trias supérieur, vers le SW ce plan se redresse progressivement, en même temps que les termes inférieurs de la série chevauchante disparaissent successivement ; c'est ainsi qu'au Val Plavna le Hauptdolomit est en contact direct, sur un court espace il est vrai, avec les formations lépontines. Au Piz Nair c'est le Rhétien de la nappe supérieure qui s'appuie directement sur le Cristallin de la nappe inférieure.

Puis MM. Spitz et Dyhrenfurth établissent le raccord entre les plis de la chaîne du Quadervals et du Piz Diavel, avec ceux du soubassement du Piz Ivraina et de la vallée du Spöl près de Praspöl. L'anticlinal du Piz del Diavel s'emboîte sur un cœur de couches de Raibl et de calcaire du Wetterstein bien visible près de Praspöl et celui-ci se continue au NE jusqu'au-dessus de l'Alp d'Ivraina. En avant de ce pli un synclinal de schistes rhétiens, qui suit le Val Laschadura, correspond au synclinal du Quadervals et d'autre part on peut suivre la trace du synclinal interne de ce faisceau de plis depuis l'Ova da Spin jusqu'au Ils Cuogns.

La région comprise entre la vallée inférieure du Spöl et la ligne de faîte du Piz Quadervals et du Piz dell' Acqua est particulièrement compliquée, d'abord parce que la direction des plis y passe brusquement du SW au SE, puis parce qu'une importante nappe de terrains triasiques, le pli du Diavel vient se mouler sur des plis, correspondant eux-mêmes à ceux constatés dans le soubassement du Piz Ivraina. Ces plis inférieurs apparaissent dans le versant N du Piz Terza et le bas du Val Cluoza ; formés de Rhétien et de Trias supérieur, ils correspondent au prolongement de la zone synclinale du Quadervals. La masse qui chevauche sur eux s'amorce dans une zone de couches de Raibl, qui apparaît dans le versant E du Murter et du Piz Terza, supportant une série disloquée de Hauptdolomit et de Rhétien. Cet ensemble de formations recouvre vers l'W le Rhétien du Quadervals sur une grande largeur, formant non seulement la partie culminante de la chaîne du Terza-Murter, mais

s'étendant encore sur celle du Murtirol-Quadervals et se prolongeant, comme masse recouvrante, jusqu'au Piz del Diavel. Ce grand pli couché a du reste été très fortement digité, de façon à déterminer une pénétration très compliquée réciproque des schistes rhétiens du Quadervals et du Trias supérieur de la masse chevauchante. Dans le synclinal du Quadervals les schistes rhétiens sont certainement repliés plusieurs fois sur eux-mêmes, car ils ont d'une part une épaisseur énorme, d'autre part ils contiennent des intercalations dolomitiques provenant probablement du Trias supérieur.

Il est intéressant de constater qu'il y a souvent dans le corps du pli du Diavel des discordances de plongement accusées entre le Hauptdolomit et les couches sous-jacentes et que d'autre part l'épaisseur du Hauptdolomit varie beaucoup d'un point à un autre, ce niveau manque même complètement sur une certaine longueur à l'E de l'Alp Murter. Ceci indique des mouvements différentiels importants entre les dolomites du Trias supérieur et les formations plus plastiques sous-jacentes.

Enfin, MM. Spitz et Dyhrenfurth font remarquer que dans la zone transversale, dans laquelle se produit l'infléxion brusque des plis du NE-SW au NW-SE. soit dans la région de l'Alp Murter et du Murtirol les éléments tectoniques sont affectés par un ensellement transversal prononcé.

Dans un chapitre suivant MM. Spitz et Dyhrenfurth décrivent la bordure des Alpes calcaires depuis la région au S de Zernez jusqu'au Val Trupschum. Le contact entre les formations calcaires et le Cristallin est de nouveau ici variable; entre le Val Cluoza et le Val Verda il prend la forme d'une faille presque verticale, mettant en contact les couches de Raibl ou le Hauptdolomit avec divers éléments du Cristallin; puis vers le Val Verda le plan de contact s'incline et prend la forme d'un plan de glissement, mais il se redresse de nouveau à partir de Sulsanna.

En second lieu, MM. Spitz et Dyhrenfurth étudient dans le même chapitre les plis inférieurs des Alpes calcaires, qui se développent sous la grande zone synclinale du Quadervals à partir du Val Verda vers l'O puis vers le S. Ils distinguent ainsi la zone anticlinale du Braulio formée essentiellement de Hauptdolomit, qui supporte directement le Rhétien et le Lias du Quadervals, puis la zone synclinale jurassique du Val Fraele, qui se suit par le versant droit du Val Trupschum et contourne le Piz d'Esen, pour se terminer entre les

Vals Torta et Mela, 3° la zone anticlinale de Trupschum, qui sépare dans le bas de la vallée de ce nom le Lias précité de celui des environs de Scanfs et qui comprend une série intensément laminée de Trias et même de Verrucano, enfin le synclinal de Scanfs. Ces plis tendent vers le S à se coucher toujours davantage vers l'extérieur et l'anticlinal de Trupschum prend absolument la forme d'une nappe, différant ainsi tout à fait de ce que M. Zœppritz avait supposé.

Le Hauptdolomit de l'anticlinal de Braulio repose presque directement, dans le versant S du Piz d'Esen, sur un synclinal de Tithonique marquant le cœur de la zone de Fraele. Plus loin, vers le SE, au Monte Saliente et à la Corna dei Cavalli, ont voit apparaître, au cœur de l'anticlinal, des formations du Trias moyen et inférieur, même du Verrucano, qui se présentent là avec diverses complications.

Continuant l'étude vers le S de l'anticlinal du Diavel et du synclinal de Quadervals, MM. Spitz et Dyhrenfurth décrivent d'abord la longue arête qui s'étend du Monte del Ferro vers le N jusqu'au Val del Gallo et qui est formée entièrement par les schistes rhétiens et liasiques du synclinal du Quadervals ; l'anticlinal du Diavel n'est conservé ici que sous forme de petits lambeaux de recouvrement, dont le plus important forme le sommet de la Cima del Paradiso. Plus à l'W, à la Cima del Seraglio, ce dernier pli est de nouveau conservé en proportion beaucoup plus considérable ; il est représenté par une puissante masse de Hauptdolomit, chevauchant sur le Rhétien et comportant plusieurs complications, entre autres un pli en retour accusé. Cet anticlinal du Diavel s'enracine ici dans la région de l'Alp Mora et du Giufplan, où il est séparé par un synclinal aigu de la série renversée permo-triasique du Piz d'Ora.

Dans le versant SW et S du Piz Murtaröl, du Monte Cornacchia et du Piz Schumbraida jusque près du Braulio, on suit facilement l'anticlinal du Braulio représenté par de puissantes assises de Hauptdolomit, chevauchant, souvent en discordance, sur les schistes du Val Fraele. Au S du Schumbraida, au Monte Solena et dans le Val Forcola le pli se complique par une imbrication et l'on voit apparaître une zone très compliquée d'écailles comprenant du Cristallin du Trias inférieur, des Couches de Raibl et du Hauptdolomit, en même temps que le plan de chevauchement principal est affecté par des plissements secondaires.

Le synclinal du Quadervals perd de son importance entre le Val Mora et le Braulio et est remplacé par plusieurs digi-

tations effilées. L'anticlinal du Diavel forme en majeure partie le groupe de montagnes s'étendant du Murtaröl à l'Umbrail, et est suivi au N par le synclinal de Mora; il est constitué essentiellement par du Hauptdolomit plongeant vers le N. Sur cette masse supratriasique se superposent, sur l'arête reliant le Murtaröl au Cornacchia, au sommet du Cucler, au Monte Forcola et au Passo dei Pastore, des lambeaux très tourmentés comprenant des roches cristallines, des couches de Raibl et du Trias supérieur, qui représentent évidemment ici l'équivalent des masses chevauchantes supérieures, signalées sur de grandes étendues au N de la route de l'Ofen. Des lambeaux analogues sont enfoncés dans la zone synclinale de Mora, au N du Monte Forcola et du Piz del Lai. Un autre, particulièrement important, forme la région culminante du Piz Lad et du Piz Chazfora.

Tous les éléments tectoniques tendent à prendre dans cette région une direction W-E et même WSW-ENE.

Revenant finalement au massif du Chavalatsch, MM. Spitz et Dyhrenfurth cherchent à y préciser la limite entre la masse cristalline de base et la masse cristalline chevauchante de la nappe du Münstertal. Cette limite est bien marquée dans le versant N du massif par une zone de Verrucano et et de Trias qui, prolongeant les mêmes formations du versant N du Piz Lad, se suit depuis le Val Muranza jusqu'au Chavalatsch. Plus au S cette limite paraît être marquée par une mince zone calcaire, passant au S du Piz da Val Granda, puis par le versant occidental du Piz Minschuns. Le plan de contact entre les deux grandes unités tectoniques est compliqué ici par la confluence des trois ensellements de l'Ofen, de Mora et du Chavalatsch.

MM. Spitz et Dyhrenfurth n'ont étudié que, pour ainsi dire, en passant la bande de formations cristallines qui bordent au NW les Alpes calcaires, depuis la région de Scanfs jusqu'à celle d'Ardez. Ils n'ont décrit aussi que de façon sommaire la zone de schistes lustrés qui s'étend au S de l'Inn entre le Val Sampuoir et les gorges de la Clemgia. La tectonique de cette zone peut se ramener à celle d'une voûte un peu déjetée au NW, à la formation de laquelle prennent part de bas en haut : 1° un complexe de schistes injectés; 2° des roches diabasiques-serpentineuses; 3° des schistes lustrés, et sur laquelle chevauche la base de la nappe de Silvretta.

La dernière partie du volume de MM. Spitz et Dyhrenfurth donne une synthèse des multiples observations faites par ces

deux savants et les principales conclusions qui découlent de celles-ci.

Sur une vaste masse cristalline qui s'étend du Münstertal au Piz Sesvenna et que MM. Spitz et Dyhrenfurth appellent la base est superposée une série sédimentaire comprenant du Verrucano, du Trias inférieur et moyen jusqu'aux couches de Raibl et, par places, du Hauptdolomit. Cette série, qui a été en grande partie érodée, est disposée en plis couchés au NW, qui sont particulièrement développés de part et d'autre de la route de l'Ofen depuis le Münstertal jusqu'au Val Minger et au Val Cluoza. Souvent le Cristallin forme le cœur de ces anticlinaux ; il montre du reste de nombreux signes de dislocations internes. Sur cet ensemble de plis s'appuie en discordance évidente une sorte de nappe constituée essentiellement par le Hauptdolomit, mais comprenant aussi du Rhétien, du Lias et du Jurassique supérieur. Cette masse chevauchante ne paraît pas être simple, elle comporte des imbrications et des replis ; le Hauptdolomit y présente à divers endroits des fronts de plis nettement tournés vers le NW.

Le pli le plus externe de la couverture sédimentaire de la base, qui s'individualise d'abord nettement au Piz d'Ivraina, s'incurve dans la région du Val Cluoza, de façon à prendre une direction NW-SE et devient alors l'anticlinal du Diavel. Les faisceaux plus internes subissent tous une incurvation analogue, à peu près suivant la ligne de l'Ofen ; en même temps, grâce à l'élévation de leurs axes, ils sont devenus en grande partie la proie de l'érosion, en sorte qu'ils se confondent tous dans la masse uniforme de Verrucano du Piz Turettas. L'anticlinal du Diavel et le synclinal du Quadervals qui le supporte se suivent depuis le Piz Terza et le Piz Quadervals, jusqu'au Piz Schumbraida. A l'extérieur de ces plis se développent encore l'anticlinal du Braulio et le synclinal de Fraele, qui s'individualisent dans le versant N du Piz d'Esen et se suivent de là vers le SE jusqu'à la ligne du Braulio et de l'Umbrail. Le contact entre ce synclinal et cet anticlinal implique un chevauchement très net du second sur le premier, avec suppression presque complète du jambage renversé. Vers l'E, entre le Monte Solena et le Braulio, le chevauchement se complique d'une part par l'apparition de termes de plus en plus anciens jusqu'au Cristallin, d'autre part par une imbrication qui implique plusieurs chevauchements superposés. Entre le Braulio et le Stilfserjoch l'anticlinal ne comporte plus qu'une puissante masse cristalline

séparant les dolomites de l'Umbrail des formations sédimentaires de la Bocchetta di Braulio.

Les plis de la couverture sédimentaire de la base cristalline du Münstertal sont couverts en de nombreux points par des lambeaux d'une masse chevauchante, ainsi au Piz Urtiola, au Piz Starler et au Piz Cotschen, au Piz Minschuns, puis au S du Münstertal, au Piz Lad et au Piz Chazfora, au Monte Forcola et au Piz Murtaröl. Cette masse comprend vers l'intérieur surtout des roches cristallines, vers l'extérieur, en particulier au Murtaröl, surtout du Trias et spécialement du Hauptdolomit. Son plan de recouvrement est trés accidenté et semble être en connexion avec la formation par places de plis en retour dans le soubassement.

On retrouve des lambeaux d'une nappe chevauchante à base cristalline dans la région NE du territoire étudié, soit au Rassassergrat, au Piz Cornet et dans le massif de Lischanna. Cette nappe se superpose au complexe supérieur (Oberbau) de ces régions, mais plus on va vers l'est, plus on trouve les séries sous-jacentes réduites par laminage, en même temps que la tectonique prend des allures de plus en plus imbriquées. Cette nappe est celle du Schlinig.

Du côté du NW les Alpes calcaires de la Basse-Engadine sont limitées par un plan de dislocation, dont le caractère varie beaucoup, prenant tantôt la forme d'un plan de chevauchement, tantôt celui d'une faille presque verticale qui coupe obliquement les zones tectoniques du Cristallin. Celui-ci, qui fait partie de la même unité que le Cristallin de Silvretta, comporte de multiples complications ; il chevauche visiblement sur les Schistes de la Basse-Engadine. Ces derniers dessinent dans leur ensemble, au S d'Ardez et de Schuls, une voûte dont le cœur est formé de schistes injectés, et dont les deux jambages comprennent d'abord une zone de serpentines, puis des Schistes lustrés.

MM. Spitz et Dyhrenfurth ont, pour finir, donné leur interprétation des faits observés. En se basant sur l'orientation des nombreuses charnières qu'ils ont pu observer, ils considèrent comme démontré que les plis étudiés dessinent dans leur ensemble un vaste demi-cercle ouvert à l'E et que, sauf quelques plis en retour d'importance secondaire, ils sont déversés vers l'extérieur de ce demi-cercle. Cette configuration implique une poussée E-W.

En se basant sur les relations qui existent entre les plis de de la couverture sédimentaire de la nappe de base, les dislocations du complexe triasique chevauchant (Oberbau) et

celles des lambeaux cristallins de la nappe du Münstertal, les auteurs admettent que toutes ces dislocations correspondent à une même phase tectonique, pendant laquelle la nappe du Münstertal, poussant sur son avant-pays, a décollé les formations mésozoïques qui se trouvaient devant elle, les a entraînées sous et devant son front et les a jetées sur les formations de même âge plus externes, qui elles-mêmes se plissaient en même temps et sous l'effet des mêmes poussées. Ainsi s'expliqueraient d'abord la superposition souvent directe des lambeaux de recouvrement cristallins sur le Trias moyen, puis l'accumulation du Trias supérieur dans la zone externe des Alpes calcaires et la superposition discordante dans cette région d'une série mésozoïque sur une autre. Ainsi s'expliquent aussi les nombreuses complications qui existent dans la zone de contact entre la nappe de base et la nappe du Münstertal, en particulier les plis en retour de la première et les multiples imbrications qui sont visibles soit dans l'une, soit dans l'autre.

Passant ensuite à l'étude de la nappe du Schlinigg, MM. Spitz et Dyhrenfurth montrent que celle-ci a agi sur son soubassement comme la nappe du Münstertal, mais avec plus d'intensité encore, déterminant des décollements, des déchirements et des entraînements avec imbrications et accumulations locales jusque dans la couverture sédimentaire de la nappe de base. Cette nappe du Schlinig a dû subir aussi une poussée principale E-W. Quant à ses relations avec la nappe du Münstertal elles ne sont pas claires, car on ne trouve nulle part la superposition évidente de ces deux unités ; MM. Spitz et Dyhrenfurth admettent pourtant que la nappe du Schlinig représente l'élément tectonique le plus élevé de cette région et qu'elle a fonctionné comme un véritable traîneau écraseur sur tous les éléments sous-jacents.

MM. Spitz et Dyhrenfurth résument ensuite les caractères de la bordure NW de la région dolomitique de la Basse-Engadine. Ils insistent sur le décollement général du Trias qu'on y observe et qui fait qu'il y a partout discordance de plissement entre ce Trias et son soubassement de Verrucano et de Cristallin. Ils montrent en outre qu'au-dessus de ce plan de décollement principal il y en a une série d'autres moins généralisés, mais produisant sous une forme plus limitée des effets analogues. Quant à la limite même de la région dolomitique vers le NW, où l'on constate tantôt un plan de glissement peu incliné, tantôt un plan de contact mécanique fortement redressé, prenant l'aspect d'une faille, les auteurs

reconnaissent n'en avoir pas trouvé une explication absolument satisfaisante ; ils admettent d'une part comme possible la conjonction d'un plan de glissement et d'une faille, ou bien l'existence d'un plan de glissement seul, mais possédant des inclinaisons variables. Ce qui frappe c'est que ce plan de glissement serait à peu près indépendant de l'incurvation générale de tous les éléments tectoniques du SW au SE.

MM. Spitz et Dyhrenfurth reconnaissent n'être pas arrivés à une solution claire de la tectonique du massif cristallin du Piz Nuna, mais un fait est certain c'est que ce massif fait partie de la masse cristalline de Silvretta, qui est ainsi incontestablement le soubassement des dolomites de la Basse-Engadine.

A propos de la région des Schistes Lustrés au S de Schuls et d'Ardez, MM. Spitz et Dyhrenfurth commencent par attribuer à une période antérieure au Trias les schistes injectés qui forment ici le cœur d'une vaste voûte ; puis ils montrent que les roches basiques qui viennent au-dessus sont intimement liées aux Schistes Lustrés, qu'elles ont métamorphisés et dans lesquels elles s'intercalent soit sous forme d'intrusions, soit sous forme de nappes d'épanchement.

En résumé, l'élément dominant dans la tectonique de la région considérée est la nappe du Schlinig, qui, en poussant de l'E à l'W, a entraîné sous elle la nappe du Münstertal et a provoqué les multiples dislocations de la région dolomitique. La grande difficulté du problème est l'explication de la forme en demi-cercle fermé à l'W qu'ont prise tous les plis. On peut chercher cette explication dans l'hypothèse de plusieurs phases de dislocation en relation avec des poussées se traduisant dans des directions différentes. On pourrait supposer aussi un massif de résistance s'opposant à la poussée dans la région SW, mais ni l'une ni l'autre des solutions n'est absolument satisfaisante.

Comme complément à l'exposé de leurs propres conclusions, MM. Spitz et Dyhrenfurth rappellent, en les soumettant à la critique, les observations faites et les conclusions tirées par les divers auteurs qui se sont occupés de la région considérée pendant ces dernières années, en particulier par Rothpletz, Schiller, Zœppritz, Hammer, Termier, Schlagintweit ; ils soutiennent le point de vue qu'aucun des arguments mis en avant en faveur de l'idée d'une poussée S-N ne tient devant l'étude détaillée du territoire compris entre l'Inn et l'Ortler. Ils se rallient avec la plupart des géologues à la définition de la région des Schistes lustrés de la Basse-Enga-

dine comme une fenêtre ouverte dans le corps de la nappe de Silvretta. Ils réfutent longuement l'hypothèse soutenue d'abord par M. Schardt, puis par MM. Zyndel et Trümpy d'une superposition de la masse cristalline de Silvretta sur les dolomites de la Basse-Engadine et maintiennent que le Cristallin de la nappe de Silvretta est au contraire le soubassement du Trias de la Basse-Engadine.

MM. Spitz et Dyhrenfurth font aussi une critique serrée de l'interprétation de la tectonique générale des Grisons donnée par MM. Steinmann et Paulcke et montrent que les profils admis par ces auteurs et comportant un prolongement jusque dans la Basse-Engadine des nappes préalpine et rhétique sont purement schématiques. Dans la région de la fenêtre de la Basse-Engadine qu'ont étudiée MM. Spitz et Dyhrenfurth, on ne trouve sous la nappe de Silvretta qu'une seule unité tectonique, qui comprend les schistes injectés, les roches ophiolithiques et les Schistes lustrés.

Enfin, en terminant, MM. Spitz et Dyhrenfurth insistent sur les conséquences que pourra avoir pour la compréhension de la tectonique générale de la région intermédiaire entre les Alpes occidentales et orientales la démonstration qu'ils estiment avoir apportée d'une poussée considérable et étendue des nappes austro-alpines de l'E vers l'W.

QUATRIÈME PARTIE — STRATIGRAPHIE ET PALÉONTOLOGIE

Jurassique.

M. Ed. Gerber (70) a recueilli dans le Rhétien de la vallée de Lauterbrunnen (Zwischenbildungen) une faune comprenant *Myophoria ewaldi* Born., *M. depressa* Moore, *Avicula contorta* Port., *Cardita austriaca* Hauer., *Leda percaudata* Gümbel, *L. deffneri* O et S, *Gervillia præcursor* Qu., *Corbula alpina* Winkler.

M. Ed. Gerber (71) ayant constaté la très grande analogie qui existe entre les calcaires clairs, oolithiques, de la base du Lias dans la série du Stockhorn et du Ganterist d'une part, et les calcaires fossilifères de Bodmi et de Zettenalp, au N du lac de Thoune, d'autre part, a soumis à une revision les fossiles provenant de ces deux derniers gisements. Il a pu déterminer ainsi de façon précise trente-trois espèces, appartenant pour la plupart aux lamellibranches anisomyaires (pectinidés, limidés, ostréidés, aviculidés, mytilidés). De ces

formes quelques-unes sont incontestablement infraliasiques, ainsi *Lima hausmanni*, *L. pectinoïdes*, *Ostrea irregularis*, *Pholadomya corrugata* ; d'autres appartiennent au Lias moyen, telles que *Pecten æquivalvis*, *P. liasinus*, *Lytoceras fimbriatum*. Il y a donc eu dans les collections mélange de fossiles provenant de niveaux différents.

M. L. Rollier (72) a consacré un très court article à ses idées sur la classification stratigraphique du Lias celto-souabe, idées dont j'ai déjà rendu compte dans la *Revue* pour 1914 à l'occasion d'une publication antérieure.

M. L. Rollier (73) a donné, dans une courte notice préliminaire, les principaux résultats de ses patientes recherches sur les caractères généraux des **régressions calloviennes et aptiennes** dans le territoire de l'Europe centrale.

Il admet qu'en même temps que la mer du Callovien supérieur perdait beaucoup de terrain en Allemagne, elle se limitait aussi en Suisse, ne dépassant pas au S la ligne Randen-Zurzach-Herznach-Zeglingen-Langenbruck-Graitery-Rangiers-Baume-les-Dames-Besançon-Salins-Saint-Claude-Culoz-Trept ; cette mer a pourtant pénétré entre Saint-Claude et Culoz vers l'E sur le Plateau suisse, où elle a formé un golfe d'une extension difficile à préciser. Dans les Alpes un autre golfe a existé depuis Grenoble, par la zone des Hautes-Alpes calcaires jusque dans la région d'Uri, tandis que le territoire des Préalpes, que M. Rollier considère comme autochtone, émergeait.

Pendant la période médiocrétacique, M. Rollier admet l'existence sur le territoire de la Suisse de deux golfes en relation avec la mer anglo-rhodanienne, l'un couvrant le Jura et la région des chaînes calcaires externes de la Suisse centrale, l'autre s'étendant des Alpes d'Annecy par les Hautes-Alpes vaudoises et bernoises jusqu'au Calanda.

M. K. Strubin (74) a fait une étude approfondie de *Nerinea basileensis* Thurmann, espèce très commnne dans la partie inférieure du Hauptrogenstein du Jura bâlois et qui avait été d'abord confondue par Thurmann avec une espèce suprajurassique sous le nom de *N. brückneri*.

Nerinea basileensis ressemble à *N. bathonica* Rig. et Sauv. et à *N. esparciensis* Piette, mais s'en distingue par ses stries d'accroissement plus marquées et surtout par ses fines stries longitudinales très nettes.

Tertiaire.

M. A. Gutzwiller (75) a rectifié sur plusieurs points le tableau synoptique des formations tertiaires des environs de Bâle qu'a donné M. Rollier dans le 3e supplément à la 25e li-

vraison des Matériaux pour servir à la Carte géologique de la Suisse et a publié un nouveau tableau de ces formations.

Les dépôts tertiaires de la région de Bâle appartiennent, sauf quelques lambeaux de Nagelfluh jurassienne et deux gisements d'Eocène connus près d'Æsch et de Hochwald, exclusivement à l'Oligocène, qui se subdivise de la façon suivante :

L'Oligocène supérieur (Aquitanien) comprend d'abord les calcaires à *Planorbis cornu.*, *Pl. declivis*, *Helix ramondi*, etc., qui sont très développés au Füllingerberg et se retrouvent sur plusieurs points aux environs immédiats de Bâle, ainsi qu'à Münchenstein et sur le versant oriental du Bruderholz. Ce niveau correspond exactement au calcaire de Hochheim du bassin de Mayence, qui est classé maintenant dans l'Oligocène supérieur. En outre il faut attribuer au même sous-étage des calcaires silicifiés associés à des marnes grises, qui sont particulièrement développés au S du Bruderholz et dans le district de Therwil, qui contiennent les mêmes espèces que le calcaire précité et ne sont qu'une modification de celui-ci. Enfin M. Gutzwiller considère comme synchroniques de ces calcaires des marnes sableuses, verdâtres, à *Helix rugulosa* du vallon de Saint-Alban.

L'Oligocène moyen (Stampien) se compose de trois niveaux distincts :

a) Les marnes à cyrènes qui en forment la partie supérieure et dans lesquelles il est possible de distinguer encore de haut en bas : 1° des sables micacés, contenant d'assez nombreux débris de végétaux et qui doivent être identifiés avec la Molasse alsacienne de M. Rollier ; 2° un niveau de marne grise à *Ostrea cyathula* qui est remarquablement constant au S de Bâle ; 3° les marnes à cyrènes proprement dites, formées d'alternances de marnes et de sables argileux, auxquelles se mêlent des grès calcaires et des calcaires d'eau douce, et qui contiennent un mélange de coquilles d'eau douce et marines, entre autres :

Modiola angusta Br.
Corbulomya nitida Sandb.
Syndosmya elegans Desh.
Dreissensia helvetica Loc.
Cyrena brongniarti Bast.
» semistriata Desh.
» renevieri Loc.
Cerithium plicatum Lam.
» lamarki Desh.
» conjunctum Desh.
» submargaritaceum Br.
» boblayei Desh.
Cerithium arcuatum Sandb.
Nematura pupa Nyst.
Scalaria pusilla Phil.
Sandbergeria cancellata Nyst.
Turbonilla subullata Mer.
Bulina minima Sandb.
Limnea subovata Zieten.
» cornea Brong.
» subpalustris Thom.
Planorbis cornu. Brong.
» prevostina Brong.

A propos de ce sous-étage, M. Gutzwiller remarque que, contrairement à l'opinion de M. Rollier, il n'y a qu'un niveau à *Ostrea cyathula* et pas deux et que ce niveau est plus jeune que les couches à O. cyathula du bassin de Mayence et des environs de Paris; du reste les échantillons de cette espèce qu'on trouve aux environs de Bâle se distinguent de ceux du bassin de Paris par leurs dimensions plus grandes ; c'est pourquoi M. Gutzwiller les distingue des formes types sous le nom d'*Ostrea cyathula*, var. *crispata* Gold.

b) Les marnes à septaries n'affleurent que très localement ; elles comprennent deux niveaux distincts : 1° les marnes à Meletta, qui sont surtout caractérisées par les nombreuses écailles de Meletta qu'elles contiennent, mais qui renferment aussi d'autres débris de poissons et ont fourni quelques échantillons de *Cytherea incrassata*, *Cyprina rotundata*, *Tellina nysti* ; 2° les schistes à poissons, bitumineux, riches en foraminifères et en débris de poissons qui ont été mis à jour par places par des forages.

c) Les sables marins du Stampien inférieur, qui apparaissent le long de la grande flexure de la vallée du Rhin aux environs d'Æsch, Dornach et Arlesheim, sont formés de grès calcaires et de conglomérats avec quelques couches marneuses. Ils sont caractérisés par *Ostrea callicera*, *Pectunculus obovatus*, *Natica crassatina*.

L'Oligocène inférieur manque aux environs de Bâle.

Les mêmes observations ont été exposées sous une forme très résumée dans les *Eclogæ* (76).

Quaternaire.

Formations pléistocènes. — En étudiant la répartition de l'erratique dans le petit massif d'Arpille, au-dessus de Martigny, M. F. Nussbaum (86) est arrivé à la conviction que le niveau du glacier du Rhône lors du maximum rissien a atteint dans cette partie de son cours au moins 2000 m. et qu'il s'est encore élevé à 1600 m. lors du maximum wurmien.

M. F. Nussbaum (85) a d'autre part défini très sommairement les actions glaciaires et torrentielles qui ont contribué à modeler le territoire de Schwarzenburg et de Guggisberg et le rôle qu'ont joué dans cette région les moraines wurmiennes. A la même occasion, M. Bertschy a traité la question du tronçon épigénétique de la Singine en aval de Planfayon.

M. E. Gerber (79) a pu se convaincre, grâce à un forage opéré en vue de recherches d'eau, que la colline du Hünli-

wald, au SE de Berne, entre Muri et Allmendigen, n'est pas une moraine frontale du glacier de l'Aar, comme Baltzer et Æberhardt l'avaient admis, mais est formée par un dos d'âne de Molasse recouvert par de la moraine de fond.

Nous devons aussi à M. E. Gerber (78) un court rapport sur les mesures prises en 1913-15 pour la conservation des blocs erratiques dans le canton de Berne.

Dans une courte notice, M. A. Ludwig (82) a combattu l'idée généralement admise que la direction des drumlins coïncide avec la direction de marche du glacier correspondant. En réalité, la forme des drumlins dépend de diverses causes et ne peut pas être le fait d'une action exclusive des glaciers. Les drumlins ont été modelés non par les glaciers, mais par le ruissellement postglaciaire qui, par le processus normal de l'érosion régressive, a créé un réseau de sillons, a multiplié les captages et a donné ainsi naissance aux formes drumliniques.

M. E. Furrer (77) a fait la description sommaire d'un éboulement qui couvre le fond de la vallée de l'Adda en aval de Bormio. La niche d'arrachement de laquelle la masse éboulée est partie se trouve dans les pentes supérieures du Dosso Reit, formée entièrement par des dolomites ; aussi l'éboulement est-il constitué essentiellement par du matériel dolomitique, auquel se mêlent en petite quantité des blocs arrachés du Cristallin au bas des pentes et des débris morainiques englobés dans l'éboulement pendant le cheminement de celui-ci. En tombant, la masse en mouvement a butté contre l'éperon NE du Monte Masucco et a été ainsi en partie refoulée vers le S dans la direction de Bormio, tandis qu'une autre partie a pénétré dans la vallée de la Viola.

La mise en place de l'éboulement a eu pour conséquence la formation d'un lac qui devait s'étendre dans la vallée de la Viola jusqu'à Isolaccia et a été comblé depuis lors. L'Adda et la Viola se sont du reste recreusé des lits profonds dans le seuil qui s'opposait à leur écoulement.

L'époque de l'éboulement paraît être postglaciaire, car aucune moraine ne recouvre la masse éboulée et celle-ci montre des caractères de remarquable fraîcheur.

L'espace couvert par la masse d'éboulement a une surface d'environ 4,5 kilom.^{2} et le volume de cette masse doit atteindre au moins 180 millions de m^3, mais M Furrer n'a pas pu l'évaluer exactement.

Faunes pléistocènes. — M. F. Leuthardt (81) a fait l'étude de quelques ossements de **Mammouth** découverts à Bin-

ningen près de Bâle dans du Lœss typique et riche en coquilles de gastéropodes. Ces os devaient appartenir à deux individus jeunes, de taille un peu différente ; ils comprennent des fragments de mâchoires, des dents isolées, plusieurs vertèbres et différents os des membres.

Homme pléistocène. — M. R. MONTANDON (83) a établi d'après tous les documents existants une carte archéologique des environs de Genève. M. MONTANDON (84) a d'autre part repris la question de l'âge de la **station paléolithique de Veyrier.** Il a établi d'abord que cette station se trouve sur la terrasse d'alluvions de Veyrier, qui est certainement néowurmienne, et qu'elle n'a été occupée que longtemps après la formation de cette terrasse. En second lieu, l'outillage trouvé à Veyrier correspond à celui du Schweizersbild, de Schussenried, de Hoteaux, de Bonne-Femme et de Scex. La faune de Veyrier implique un climat moins froid que celle du Kesslerloch. D'après toutes ces données, M. Montandon admet que la station de Veyrier a été occupée longtemps après le stade de Bühl.

M. E. LARDY (80) a attiré l'attention des anthropologistes sur la **grotte de Cotencher,** située à l'entrée du Val-de-Travers et dans laquelle on a découvert, déjà en 1867, une couche à ossements très riche, recouverte d'un limon glaciaire. Les os trouvés dans cette grotte appartiennent à l'ours des cavernes et à diverses espèces de ruminants, de petits carnassiers, de rongeurs et d'oiseaux ; ils ne portent aucune trace impliquant l'action de l'homme, mais il est probable qu'ils ont été apportés dans la grotte par l'homme.

En tous cas de nouvelles fouilles entreprises à Cotencher donneraient des résultats intéressants.

M. FR. SARASIN (88) a réuni divers documents sur les **stations paléolithiques de la vallée de la Birse** et a exécuté des fouilles dans la station de Birseck, où il a exploité :

1° Une couche qui forme la masse principale du dépôt détritique et qui contient, avec les débris d'une faune des climats froids (renne, renard blanc, perdrix blanche, etc.), d'assez nombreux silex et os taillés du type magdalénien ;

2° Une couche azilienne, caractérisée surtout par la fréquence des galets coloriés ;

3° Une couche datant du Néolithique ancien, renfermant des débris de poteries.

M. O. SCHLAGINHAUFEN (89) a décrit brièvement un squelette de femme de l'époque néolithique trouvé en 1910 dans la station palafittique d'Ergolzwil près de Lucerne. Le crâne

de ce squelette est caractérisé par le grand développement de la cavité cérébrale, en même temps que par le caractère très primitif de la région faciale, qui est à la fois chaméprosope et fortement prognathe. Les os des membres sont petits, mais non graciles, et correspondent à une taille de 142 cm. L'ensemble du squelette indique un représentant d'une race ancienne, voisine par divers caractères du type du Neandertal.

En terminant, je cite encore une notice dans laquelle M. Reutter (87) démontre que l'ambre employée par les palafitteurs de Suisse devait être exclusivement de provenance italienne.

TABLE DES MATIÈRES

DE LA REVUE GÉOLOGIQUE SUISSE

Pages

Liste bibliographique 1
Nécrologie 6
Bibliographies, rapports 9

Ire Partie. **Minéralogie** et **Pétrographie** 10

IIe Partie. **Géophysique**. — *Cours d'eau* 36
Lacs 39
Infiltrations, Sources 46
Glaciers 49
Evolution topographique 49
Séismes 50
Géothermie 54
Variations de la pesanteur 55

IIIe Partie. **Tectonique. Descriptions régionales** 56
Jura et Plateau molassique 56
Alpes — Généralités 77
Massifs cristallins autochtones 90
Nappes helvétiques 94
Nappes préalpines 104
Alpes du Tessin 111
Alpes des Grisons 115

IVe Partie. **Stratigraphie** et **Paléontologie** 140
Jurassique 140
Tertiaire 141
Quaternaire. — Formations pléistocènes 143
Faunes pléistocènes 144
Homme pléistocène 145

Récentes publications de la Commission géologique suisse.

En dépôt chez A. Francke, à Berne.

I. *Cartes géologiques spéciales de la Suisse:*

Fr. Mühlberg. **Lägern**, 1 : 25 000	6 fr.
A. Buxtorf. **Bürgenstock**, 1 : 25 000	6 fr.
Fr. Mühlberg. **Brugg**, 1 : 25 000	8 fr.
Arn. Heim und J. Oberholzer. **Walensee**, 1 : 25 000 . .	10 fr.
Fr. Mühlberg. **Aarau**, 1 : 25 000.	8 fr.
C. Schimdt et H. Preiswerk. **Simplon**, 1 : 50 000 . . .	12 fr.
Ed. Greppin. **Blauenberg s. Basel**, 1 : 25 000	4 fr.
J. Oberholzer und Arn. Heim. **Glarner Alpen**, 1 : 50 000	8 fr.
E. Argand. **Dent Blanche**, 1 : 50 000	8 fr.
Fr. Mühlberg. **Hallwilersee**, 1 : 25 000	8 fr.
P. Arbenz. **Engelberg-Meiringen**, 1 : 50 000	7 fr.
M. Lugeon. **Alpes calc. entre Lizerne et Kander** .	8 fr.
E. Argand. **Alpes occidentales**, 1 : 500 000	10 fr.
P. Niggli. **Zofingen**, 1 : 25 000	3 fr.
Fr. Mühlberg und P. Niggli. **Roggen-Born-Boowald**, 1 : 25 000	8 fr.
A. Jeannet. **Tours d'Aï**, 1 : 25 000	6 fr.
F. Rabowski. **Simmental et Diemtigtal**, 1 : 50 000 . .	8 fr.
Fr. Mühlberg. **Hauenstein**, 1 : 25 000.	12 fr.
Gutzwiller und Greppin. **Gempenplateau**, 1 : 25 000 .	6 fr.

II. *Matériaux pour la carte géologique de la Suisse* (vol. 4°):

2e série, liv. 20 : Arm. Heim. Monographie der Churfirsten-Mattstock-Gruppe, 2. Theil	8 fr.
— » livr. 30 : M. Lugeon. Hautes Alpes calcaires entre Lizerne et Kander, 1er fasc.	12 fr.
— » livr. 32 : Staub, Gebirge zwischen Schächental und Maderanertal, mit Karte zu 1 : 50 000	8 fr.
— » livr. 33 : M. Blumenthal, Ringel-Segnes Gruppe .	8 fr.
— » livr. 36 : Niggli, Die Chloritoïdschiefer u. sedimentäre Zone am NO-Rand des Gotthardmassivs. .	6 fr.
— » livr. 37 : R. Frei, Monographie des schweiz. Deckenschotters, mit 4 Karten	15 fr.
— » livr. 38 : Lugeon, Les sources thermales de Louèche-les-Bains	3 fr.
— » livr. 39 : Blumenthal, Der Calanda	3 fr.
— » livr. 41 : F. Zyndel. Ueber den Gebirgsbau Mittelbündens. R. Frei, Ueber die Ausbreitung der Diluvialgletscher in der Schweiz	6 fr.
— » livr. 42 : Keller, Die autochtone Kreide auf Bifertenstock und Selbsanft.	5 fr.
— » livr. 43 : R. Schider. Geologie der Schrattenfluh (mit Karte 1 : 25 000)	7 fr.
— » livr. 44. Spitz u. Dyhrenfurth, Engadiner Dolomiten (mit Karte 1 : 50 000)	25 fr.
— » livr. 45 : 1. R. Frei. Sempachersee Oberer Zürichsee. 2. Cornelius. Sedimentäre Zone von Samaden. 3. Niggli u. Staub. Grenzgebiet zwirchen Gothard und Aarmassiv	4 fr.

Geologische Karte der Schweiz
in 1 : 500,000.

Die II. Auflage dieser Karte, revid. und verbessert, ist 1912 erschienen.

Preis: | Offen . . . . . Fr. **6** —
| Aufgezogen, in Taschenformat . . . . » **7** —
| Dieselbe Karte, *ohne Schrift*, nur offen » **6** —

Die Geologische Kommission.

Geologische Bibliographie der Schweiz.

Die Geologische Kommission hat 1909, als *Lieferung XXIX* der I. Serie der *Beiträge zur geologischen Karte der Schweiz*, eine geologische Bibliographie der Schweiz herausgegeben. Sie umfasst die Jahre 1770—1900. Eine Fortsetzung davon bildet *Lieferung XL* der II. Serie der *Beiträge*, umfassend die Jahre 1900—1910. Eine weitere Fortsetzung ist geplant für das folgende Jahrzehnt.

Damit diese Arbeit möglichst rasch und möglichst lückenlos durchgeführt werden kann, bitten wir jetzt schon dringend alle Geologen, welche seit 1910 irgend eine Arbeit über schweizer. Gebiete publiziert haben oder noch publizieren, davon ein Exemplar an Herrn Dr. ALPH. JEANNET, Adjunkt der Geologischen Kommission, in Bendlikon-Zürich, zu senden, oder ihm wenigstens den genauen und vollständigen Titel mitzuteilen. Ganz besonders notwendig ist das, wenn die Arbeit unter selbständigem Titel oder in einer ausländischen, oder nicht speziell geologischen Zeitschrift erscheint.

Für die Geologische Kommission:
Der Präsident, ALB. HEIM, Prof.
Der Sekretär, AUG. AEPPLI.

Prière de s'adresser :

Pour les affaires concernant la *Société géologique suisse* à M. le prof. Dr **H. SCHARDT**, *président*, 18, Voltastrasse, Zurich.

Pour les affaires touchant la *Rédaction des Eclogæ* à M. le prof. **C. SARASIN**, à Genève.

Pour les achats de volumes et les réclamations concernant les envois à MM. **GEORGES BRIDEL & Cie**, libraires-éditeurs, à Lausanne.

Prière instante de faire connaître immédiatement les changements d'adresse à M. le Prof. A. Buxtorf, secrétaire de la Société géologique suisse, Grenzacherstrasse, 94, Bâle.

Prix de ce fascicule : 3 fr.

IMPRIMERIES RÉUNIES S. A. LAUSANNE.

UNIVERSITY OF ILLINOIS-URBANA
550.5EC C001
ECLOGAE GEOLOGICAE HELVETIAE BASEL
15 PT.1
3 0112 026612967